Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet

(Veränderungen tonig-mergeliger Gesteine
vom Bereich der Diagenese bis zur Staurolith-Zone)

Mit 51 Textfiguren und 49 Tabellen

Inauguraldissertation

der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Bern
zur Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

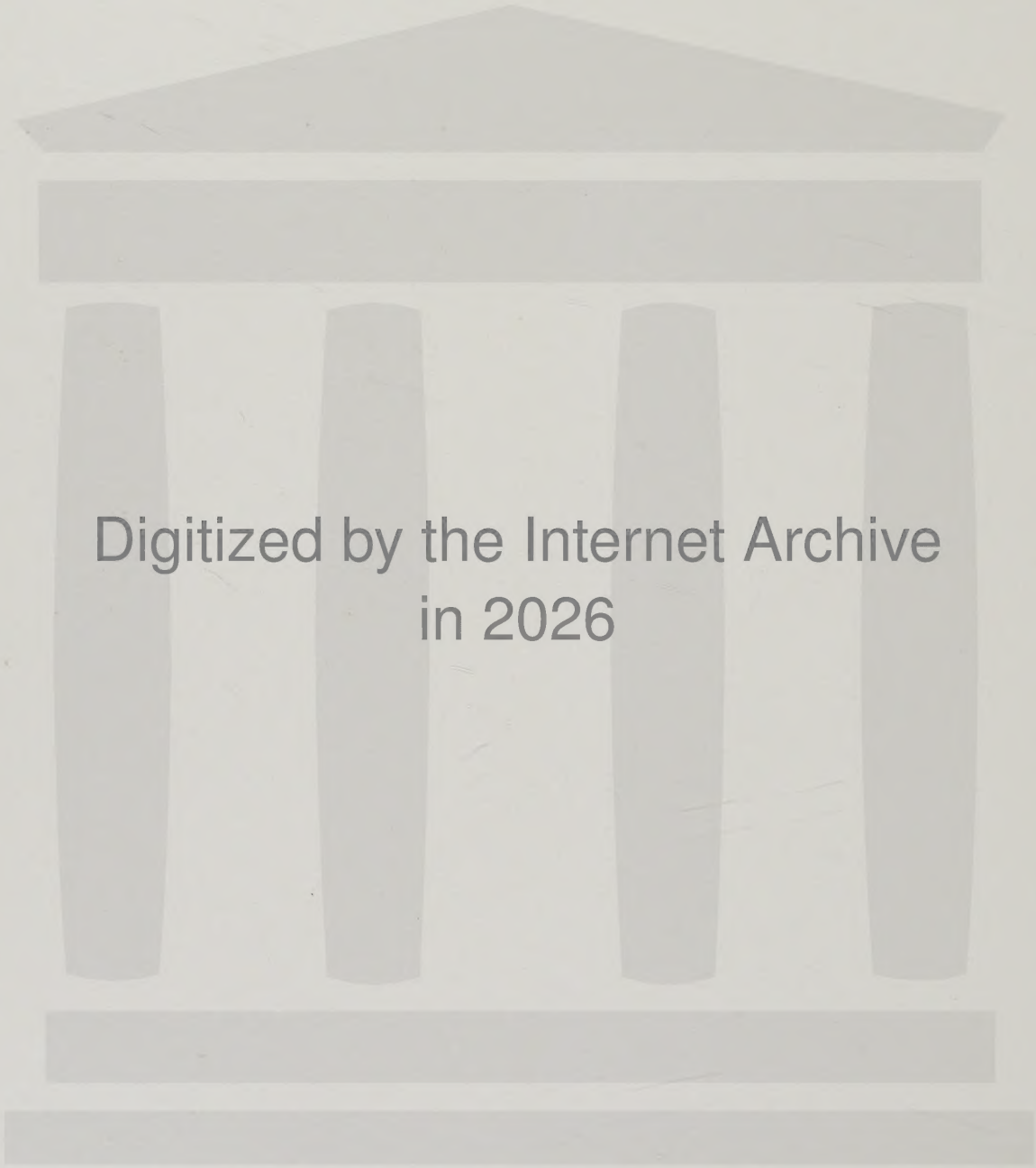
Martin Frey

von Bern und Olten

1968

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

1969


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547616_0037

Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet

(Veränderungen tonig-mergeliger Gesteine
vom Bereich der Diagenese bis zur Staurolith-Zone)

Mit 51 Textfiguren und 49 Tabellen

Inauguraldissertation

der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Bern
zur Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

Martin Frey

von Bern und Olten

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

1969

Von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
auf Antrag von Herrn Prof. Dr. E. Niggli angenommen.

Bern, den 26. November 1968

Der Dekan:
Prof. Dr. H. Nitschmann

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S. N. G. gedruckt

Separatdruck aus:

Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz

Neue Folge, 137. Lieferung, 1969

herausgegeben von der

Schweizerischen Geologischen Kommission

Vorwort der Geologischen Kommission

Auf Jahresende 1968 hat Herr Dr. M. Frey das Manuskript seiner Dissertation «Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet» der Geologischen Kommission eingereicht mit dem Ersuchen, die Arbeit in die Serie der «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Diese Dissertation befasst sich mit den Auswirkungen zunehmender Metamorphose auf einen bestimmten stratigraphischen Abschnitt. Als Bezugsniveau wählte der Autor aus verschiedenen Überlegungen – insbesondere wegen der regionalen Verbreitung und relativen Konstanz der lithologischen Ausbildung – die tonig-mergelige Abfolge des Keupers (Quartenschiefer), und zwar im Querschnitt Aargauer Tafeljura bei Frick (unmetamorph)–Bohrung Lindau SSW Winterthur (unmetamorph)–Glarner Alpen (beginnende Metamorphose)–östliche Urseren-Zone bei Disentis (epimetamorph)–gotthardmassivische Sedimenthülle im Lukmanier-Gebiet (epi- bis mesometamorph).

Das Hauptgewicht der Arbeit liegt auf mineralogischen und geochemischen Untersuchungen, anhand welcher der Autor mancherlei Veränderungen des tonig-mergeligen Anteils des Keupers bei zunehmender Metamorphose feststellen konnte. Betrachtungen über die lithologische Gliederung, ferner über stratigraphische Korrelation und Entwicklungsgeschichte des Keupers bilden einen wichtigen ergänzenden Bestandteil dieser reich illustrierten und mit vielen tabellarischen Darstellungen versehenen Dissertation.

Die Schweizerische Geologische Kommission hat in ihrer Sitzung vom 5. März 1969 beschlossen, diese sorgfältige Dissertation, die unter der Leitung der Herren Proff. E. Niggli und T. Hügi am Berner Institut für Mineralogie und Petrographie entstanden ist und die viele neue Erkenntnisse vermittelt, in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Da das Manuskript druckfertig vorgelegt wurde, konnte es ohne grössere Verzögerung in Druck gegeben werden.

Der Autor wird an die hohen Druckkosten einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bern.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im August 1969.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. Vonderschmitt

Abstract

Successive sections of an upper Triassic (Keuper) red bed formation were studied to determine the mineralogical changes with increasing regional Alpine metamorphism from unmetamorphosed sediments up to highly metamorphosed schists of the staurolite zone.

The unmetamorphosed Keuper clays and marls consists of 1Md-illite, 1Md mixed-layer illite/montmorillonite, quartz, ± hematite and ± dolomite. In *the anchimetamorphosed slates* Al-rich chlorite is formed according to the following reaction: mixed-layer illite/montmorillonite = Al-chlorite + illite + quartz + H_2O. In the anchizone (= transitional zone from diagenesis to the greenschist facies) the following changes were detected with increasing metamorphic grade: the crystallinity of the illite increases and 1Md-illite changes to $2M_1$ phengitic mica; the colour of the slates changes from red to pink; X-ray studies showed that the latter is due to increasing solid solution of TiO_2 in hematite.

In the lower greenschist facies chloritoid and paragonite appear. Most chloritoid schists are free of hematite. The chemical analyses of chloritoid schists and anchimetamorphosed slates indicate that the chloritoid forms in the following way: Al-chlorite + Ti-bearing hematite = chloritoid + prochlorite + rutile + H_2O + O_2. In opposition to the chloritoid of the lower greenschist facies, which is triclinic and has a Mg-content of 1–3 wt.-% MgO, the chloritoid of the higher greenschist facies and of the staurolite isograde is monoclinic and has a Mg-content of 4–6 wt.-% MgO.

In the higher greenschist and lower amphibolite facies the most striking metamorphic minerals are garnet, hornblende, kyanite and staurolite. The most important reaction for the formation of staurolite is: chloritoid + muscovite + chlorite = staurolite + biotite + quartz + H_2O. Kyanite might have been formed in most cases in the following manner: Al-rich chlorite + K-white mica = kyanite + biotite + H_2O. The reaction which leads to the formation of hornblende is complex: dolomite + chlorite + epidote + albite = hornblende + plagioclase + H_2O + CO_2. With increasing metamorphic grade muscovite forms instead of phengitic mica. The difference of $d(002)_{\text{K-white mica}} - d(002)_{\text{paragonite}}$ changes from 0.357 Å in the lower greenschist facies to 0.289 Å in the lower amphibolite facies, indicating an increase of Na-content in the K-white mica coexistent with paragonite. The first almandinic garnet has a relatively high Ca-content of about 10 wt.-% CaO. The composition of the analyzed biotites, staurolites, and hornblendes show no definite correlation with metamorphic grade but is strongly dependent on the chemistry of the host rocks and/or the paragenesis. Tourmaline in the higher greenschist and lower amphibolite facies is zoned with a darker clastic center part surrounded by a newly grown, lighter coloured rim. The ratio of these two different coloured mineral parts can be used as a metamorphic indicator.

With increasing metamorphism the H_2O, CO_2, and Fe_2O_3 contents of the host rocks decrease while the Na_2O and FeO contents increase. The loss of CO_2 may be as high as 20 wt.-%. Textural evidence, the obedience to the phase rule and the distribution of Mg and Fe between coexistent biotites, garnets, staurolites, and hornblendes suggests that chemical equilibrium was nearly attained during the Alpine metamorphism.

29 rock analyses and 27 mineral analyses (4 white micas, 6 biotites, 4 chloritoids, 4 staurolites, 4 hornblendes, and 5 garnets) are presented.

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit entstand unter der Leitung meiner sehr verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. E. Niggli und Herrn Prof. Dr. T. Hügi, in den Jahren 1964–1968.

Herrn Prof. Dr. E. Niggli danke ich sehr herzlich für das grossartige Thema, welches er mir anvertraut hat. Sein unermüdliches Interesse an meiner Arbeit war mir stets ein Ansporn. Viele lehrreiche Diskussionen und vielfältige Anregungen empfing ich von Herrn Prof. Dr. E. Niggli. Dafür bin ich ihm zu grossem Dank verpflichtet.

Herr Prof. Dr. T. Hügi hat mich in zuvorkommender Weise in die geochemischen Gesteins- und Mineralanalysen eingeführt. Dafür danke ich ihm sehr herzlich. Auch für seine stete, freundliche Anteilnahme an meinen Problemen und für die vielen wegweisenden Ratschläge möchte ich ihm an dieser Stelle danken.

Herrn PD Dr. T. Peters gebührt mein ganz besonderer Dank; er führte mich nicht nur in die tonmineralogischen Untersuchungsmethoden ein, sondern hat die vorliegende Arbeit durch seine vielen Ratschläge wesentlich gefördert.

Frl. Prof. Dr. E. Jäger ermöglichte mir in ihrem Labor für Altersbestimmungen die Mineralseparationen und führte mir zwei Rb/Sr-Altersbestimmungen durch, wofür ich ihr herzlich danke.

Herr Prof. Dr. B. Kubler (Neuchâtel) stellte mir Standards zur Messung der Illit-Kristallinität zur Verfügung; dafür und auch für wertvolle Diskussionen danke ich ihm bestens.

Der Aktiengesellschaft für schweizerisches Erdöl (SEAG), Zürich, und der Gewerkschaft Elwerath, Erdölwerke Hannover, sowie Herrn Dr. U. P. Büchi (Forch ZH) verdanke ich die Keuper-Proben aus der Bohrung Lindau.

Herrn Dr. B. Chadwick (Exeter) danke ich für die Erlaubnis, Ergebnisse aus seiner bisher unveröffentlichten Dissertation erwähnen zu dürfen.

Herrn Dr. C. Klein (Harvard University) bin ich für Mikrosonden-Standards zu Dank verpflichtet.

Wertvolle Diskussionen und Hinweise verdanke ich den Herren Professoren F. Allemann (Bern), H. P. Eugster (Baltimore), R. Hantke (Zürich), W. K. Nabholz (Bern), R. F. Rutsch (Bern), A. Streckeisen (Bern), J. B. Thompson (Harvard University), R. Trümpy (Zürich), H. G. F. Winkler (Göttingen), P. Wurster (Bonn), den Herren Doktoren A. Arnold (Bern), H. Bürki (Bern), S. Graeser (Bern), J. Hunziker (Bern), A. Matter (Bern), T. Labhart (Bern), G. Voll (Berlin), H. Wüthrich (Bern).

Herrn G. Burri (Laboratorium für Mikroröntgenspektroskopie, Leitung: Herr Prof. Dr. W. Nowacki) bin ich für die zahlreichen Mikrosonden-Analysen sehr zu Dank verpflichtet.

Frl. R. Breu, Frl. E. Hiltbrand, Frau M. Gatti und Frl. L. Schopfer waren mir bei den chemischen Analysen behilflich, wofür ich ihnen allen vielmals danke.

Herr H. Huber fertigte mir sämtliche Dünnschliffe an, wofür ich ihm bestens danken möchte.

Zu besonderem Dank verpflichtet für namhafte Druckkostenbeiträge bin ich der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S. N. G. (Präsident: Herr Prof. Dr. J. Cadisch) sowie der Schweizerischen Geotechnischen Kommission (Präsident: Herr Prof. Dr. F. de Quervain).

Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort der Geologischen Kommission 3
Abstract 4
Vorwort des Verfassers 5
Einleitung, Problemstellung und Aufbau der Arbeit 8

I. Teil: Lithologie der Quartenschiefer

A. Die Quartenschiefer der Glarner Alpen 11
1. Benennung der Quartenschiefer 11
2. Basisschichten und Tödigrenzdolomit 12
3. Untere Tonschiefer 13
4. Grobdetritische Schichten 13
5. Obere Tonschiefer 14
6. Lauischiefer 14
7. Die Obergrenze der Quartenschiefer 14

B. Die Quartenschiefer der östlichen Urseren-Zone 16
1. Bisherige Arbeiten 16
2. Detailprofile und Gliederung 16
3. Grobdetritische Schichten 16
4. Epimetamorphe Obere Tonschiefer 16

C. Die Quartenschiefer am Ostende des Gotthardmassivs 17
1. Bisherige Arbeiten 17
2. Detailprofile und Gliederung 17
3. Grobdetritische Schichten 19
4. Epimetamorphe Obere Tonschiefer 20

D. Die Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes 20
1. Bisherige Arbeiten 20
2. Detailprofile und Gliederung 21
3. Metamorphe Grobdetritische Schichten 27
4. Metamorphe Obere Tonschiefer 27

E. Rekonstruktion eines abgewickelten Faziesprofiles der Quartenschiefer 27

F. Zusammenfassung der feldgeologischen Beobachtungen 29

II. Teil: Mineralogie und Geochemie des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet

A. Tonmineralogische Untersuchungsmethoden 31

B. Das Keuper-Profil von Frick (Schweizer Tafeljura) 32
1. Mineralbestand 32
2. Mineralgehalte 35

C. Das Keuper-Profil der Erdölbohrung Lindau 35
1. Mineralbestand 35
2. Mineralgehalte 39

D. Das Quartenschiefer-Profil von Quarten 40
1. Mineralbestand 40
2. Mineralgehalte 41
3. Chemismus 44

Seite

E. Das Profil von der Lauifurkel und der Grenzbereich Quartenschiefer–Lias 44
1. Mineralbestand 44
2. Mineralgehalte 46
3. Chemismus 47

F. Das Quartenschiefer-Profil von Limmernboden 48
1. Mineralbestand 48
2. Mineralgehalte 50
3. Chemismus 50

G. Das Quartenschiefer-Profil von der Garvera 50
1. Mineralbestand 50
2. Mineralgehalte 53
3. Chemismus 54

H. Die untersuchten Quartenschiefer-Proben des Lukmanier-Gebietes 55
1. Labormethoden 55
2. Beschreibung der Proben 56
3. Chemismus der Gesamtgesteine 60
4. Mineralogie 60

III. Teil: Zur Bildungsgeschichte des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet

A. Zur Bildungsgeschichte des Keupers von Frick und Lindau 73
1. Die Entstehung des germanischen Keupers nach P. WURSTER 73
2. Diskussion der tonmineralogischen Ergebnisse von Frick und Lindau 73

B. Das Alter der Quartenschiefer 83

C. Zur Bildungsgeschichte der Quartenschiefer der Glarner Alpen 85
1. Diskussion der tonmineralogischen und geochemischen Ergebnisse im Hinblick auf die Genese der Quartenschiefer 85
2. Zur Frage von vulkanischen Tuffen in den Quartenschiefern 90
3. Zur Entstehung der Quartenschiefer 92

IV. Teil: Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet

A. Beginnende Metamorphose in den Glarner Alpen .. 97
1. Die Paragenese Illit bis Muskovit und Chlorit in den Quartenschiefern der Glarner Alpen 97
2. Veränderung der Illit-Kristallinität 98
3. Modifikationsänderungen des Illits 101
4. Die Rot–Violett-Verfärbung der Quartenschiefer 103
5. Texturelle Erscheinungen 104
6. Dichteänderungen 106
7. Zum ersten Pyrophyllit-Fund im Lias der Glarner Alpen 107
8. Zur mineralfaziellen Stellung der Quartenschiefer in den Glarner Alpen 108

Seite

B. Die epimetamorphen Quartenschiefer der östlichen Urseren-Zone ... 111
1. Die Violett–Grün-Verfärbung der Quartenschiefer ... 111
2. Zur Bildung des Chloritoids ... 113
3. Zur Bildung des Paragonits ... 115
4. Zur mineralfaziellen Stellung der Quartenschiefer der östlichen Urseren-Zone ... 116

C. Die epi- und mesometamorphen Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes ... 117
1. Zur Bildung des Disthens ... 117
2. Zur Bildung des Staurolithes ... 119
3. Zur Bildung der Hornblende ... 123
4. Änderungen des Mineralchemismus mit steigendem Metamorphosegrad ... 125
5. Änderungen des Gesteinschemismus mit steigendem Metamorphosegrad ... 129

Seite

6. Turmalinwachstum als Metamorphoseanzeiger . 131
7. Bemerkungen zum Verhältnis Kristallisation/Deformation ... 133
8. Zur Frage des chemischen Gleichgewichtes bei der Metamorphose ... 135
9. Zur mineralfaziellen Stellung der Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes ... 140
10. Physikalisch-chemische Bedingungen der Metamorphose ... 144

Anhang: Wichtigste Gesteinstypen des tonig-mergeligen, ursprünglich hämatitführenden Keupers vom Jura bis zum Lukmanier-Gebiet ... 148

Zusammenfassung ... 149

Literaturverzeichnis ... 151

Verzeichnis der benutzten geologischen Karten 160

Einleitung, Problemstellung und Aufbau der Arbeit

Das Mineralogisch-Petrographische Institut der Universität Bern befasst sich unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. E. Niggli seit längerer Zeit mit dem Studium der alpidischen[1] Metamorphose in den Schweizer Alpen. Vor allem durch die Untersuchungen der Basler und der Berner Schule besitzen wir heute ein relativ klares Bild von der Zoneographie der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Dagegen muss zugestanden werden, dass bis jetzt nur wenige moderne Detailarbeiten bestehen, welche die alpidische Metamorphose auf geochemischem Wege angegangen haben. Und gerade amerikanische und englische Ergebnisse der letzten Jahre zur Erforschung der Gesteinsmetamorphose haben deutlich gezeigt, dass dazu geochemische Untersuchungen unerlässlich sind. Vorliegende Arbeit möchte deshalb einen Beitrag in dieser Richtung liefern.

Wir haben für unsere Untersuchungen eine einzelne Gesteinsformation herausgegriffen, die wir, vom unmetamorphen Bereich ausgehend, schrittweise gegen immer höher metamorphe Gebiete verfolgt haben.

Wahl einer geeigneten Bezugsformation: Zum Studium der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen eignen sich am besten mesozoische Sedimente, da diese mit Sicherheit nur eine, die alpidische Metamorphose, erlitten haben.

In lithologischer Hinsicht wählten wir eine tonig-mergelige Formation. Denn es ist schon lange bekannt, dass Tonmineralien bei beginnender Metamorphose relativ rasch auf Druck- und Temperaturänderungen reagieren. Im höher temperierten Bereich der Regionalmetamorphose bestimmen tonerdereiche Silikate die Namengebung der Mineralfazien und in unserem Falle auch die Zoneographie Nigglis in den Schweizer Alpen.

Neben mesozoischem Alter und geeignetem Gesteinschemismus muss unsere Bezugsformation eine genügend grosse regionale Verbreitung bei einigermassen gleicher Ausbildung besitzen, damit wir sie vom unmetamorphen bis zum hochmetamorphen Zustand verfolgen können. Geeignete Gesteinsformationen, welche diese einschränkenden Bedingungen erfüllen, finden wir vor allem im Keuper (Quartenschiefer) sowie z. B. in den Aalénienschiefern.

Wenn unsere Wahl schliesslich auf den Keuper (Quartenschiefer) gefallen ist, so aus mehreren zusätzlichen Gründen. Die Gesteine des Lias und des Doggers führen ein kohliges oder graphitoides Pigment, das die mikroskopischen Untersuchungen erschwert. Durch eine tonmineralogische Arbeit von T. Peters (1964) sind wir zudem über die Zusammensetzung des unmetamorphen Keupers im Tafeljura wohlunterrichtet. Unsere Wahl wurde auch dadurch erleichtert, dass die Quartenschiefer schon lange im hochmetamorphen Bereich als Träger prächtiger Gesteinstypen bekannt sind. Durch die Schule von P. Niggli ist ihr Gesteinschemismus ausführlich untersucht worden.

Betrachten wir die *regionale Verbreitung der Quartenschiefer* (Fig. 1), so wird sofort ersichtlich, dass wir diese ohne grössere Unterbrechungen nur im Glarner- und Lukmanier-Querschnitt untersuchen können. Aus evidenten Gründen wählten wir unser Arbeitsgebiet zudem möglichst senkrecht zu den Nigglischen Zonen der alpidischen Metamorphose (vgl. Übersichtsskizze in Fig. 1).

---

[1] E. Niggli & C. Niggli (1965) folgend, sprechen wir von «alpidischer Metamorphose», wenn wir die mit der tertiären, «alpidischen» Orogenese verknüpfte Regionalmetamorphose meinen.

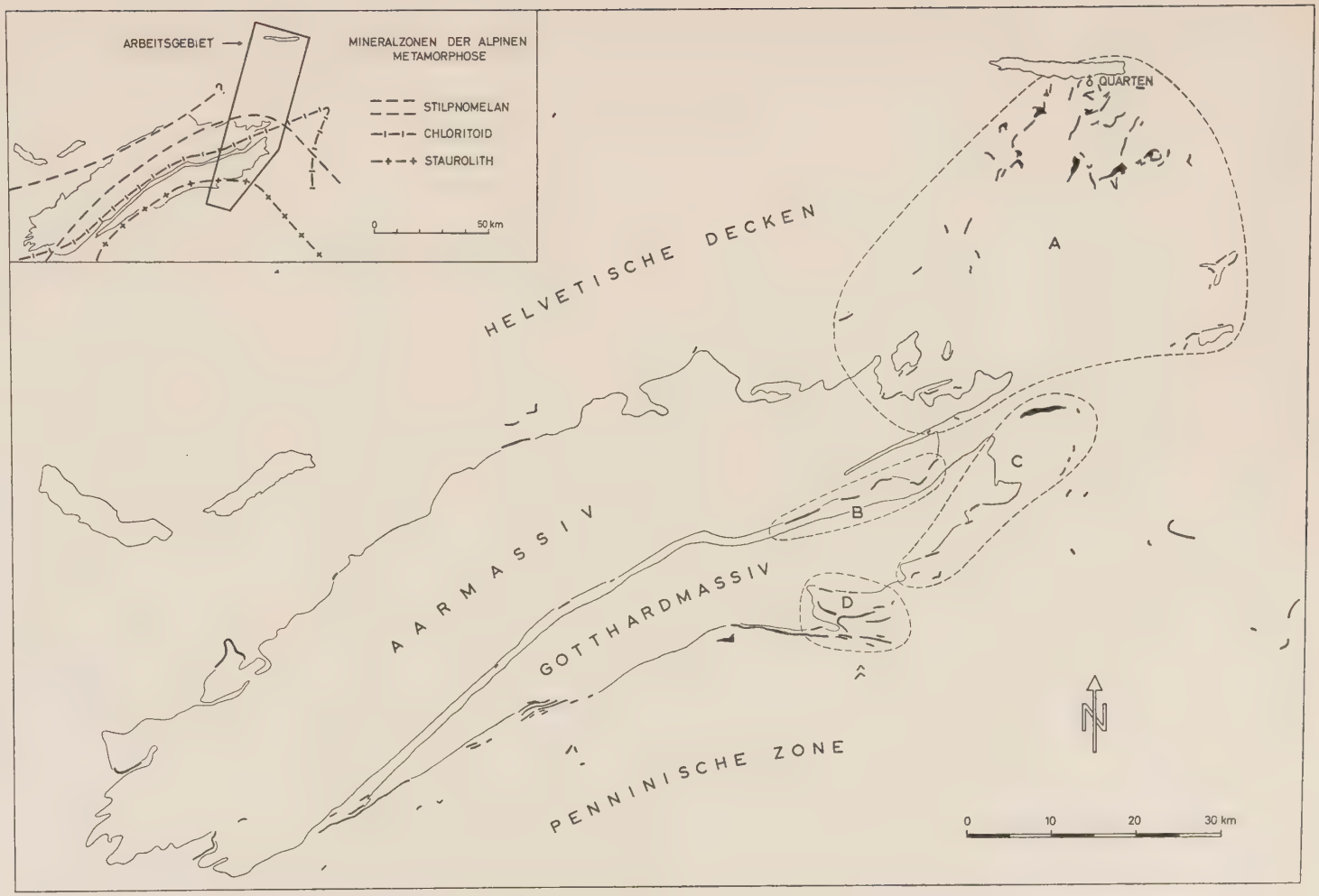


Fig. 1: Heutige Verbreitung der Quartenschiefer in den Schweizer Alpen mit daraus sich ergebender Lage des Arbeitsgebietes. Zusammenstellung nach den im «Verzeichnis der benutzten geologischen Karten» aufgeführten Autoren.

Wir stellten uns zur Aufgabe, folgende Probleme zu lösen:

1. Können die schwach metamorphen Quartenschiefer der Glarner Alpen als lithostratigraphische Einheit bis ins mesometamorphe Lukmanier-Gebiet verfolgt werden? Mit anderen Worten: Haben wir bei der Untersuchung der alpidischen Metamorphose der Quartenschiefer tatsächlich immer dieselbe Gesteinsformation vor uns?

   Diese Frage bildet den Inhalt von Teil I.

2. Die schwach metamorphen Sedimente im Helvetikum der Schweizer Alpen sind bis heute leider überhaupt noch nicht nach modernen mineralogischen Gesichtspunkten untersucht worden. Es galt also, mit der erstmaligen mineralogischen Untersuchung der Quartenschiefer der Glarner Alpen einen bescheidenen Anfang in dieser Richtung zu machen.
   Heute existieren über 50 chemische Gesamtgesteinsanalysen der epi- und mesometamorphen Quartenschiefer des Vorderrheintales und des Lukmanier-Gebietes. Dagegen besitzen wir bis jetzt keine einzige chemische Analyse der schwach metamorphen Quartenschiefer der Glarner Alpen (siehe dazu auch S. 44). Auch hier musste ein erster Anfang gemacht werden.
   Durch die Schule von P. Niggli sind wir über die Petrographie der epi- und mesometamorphen Quartenschiefer gut unterrichtet. Es fehlt aber bis heute eine moderne, auf geochemischer Grundlage aufgebaute Mineralogie dieser Gesteine. Im Rahmen dieser Arbeit konnte in dieser Hinsicht ebenfalls nur ein bescheidener Anfang gemacht werden.

   Die erhaltenen mineralogischen und geochemischen Resultate bilden den Inhalt von Teil II.

3. Aus den in den Teilen I und II gewonnenen Erkenntnissen wird in Teil III versucht, Aussagen über das Alter und die Bildungsgeschichte des Keupers (Quartenschiefer) zu machen.
   Im Hinblick auf die Untersuchung der Metamorphose der Quartenschiefer ist ferner auch von grosser Wichtigkeit zu wissen, ob wir es mit einer mehr oder weniger isochemischen Gesteinsformation zu tun haben oder ob zumindest gesetzmässige Faziesänderungen festgestellt werden können. Gerade das Auseinanderhalten primärer Faziesunterschiede von Veränderungen im Mineralbestand, die durch die Metamorphose hervorgerufen worden sind, ist von entscheidender Bedeutung.

   Alle diese Fragen werden in Teil III behandelt.

4. Teil IV schliesslich ist unter Berücksichtigung der in den Teilen I–III gewonnenen Ergebnisse der alpidischen Metamorphose des Keupers gewidmet.

Lithologie der Quartenschiefer

Im folgenden sollen die verschiedenen Gesteinsarten, ihre lithostratigraphische Abfolge und ihre Verbreitung besprochen werden. Die Einteilung in vier Teilgebiete (vgl. Fig. 1) erfolgte nach tektonischen und geographischen Gesichtspunkten.

A. Die Quartenschiefer der Glarner Alpen

1. Benennung der Quartenschiefer

Der Name «Quartenschiefer» ist ein Feldbuchname A. Eschers von der Linth für die «hochrothen, glattflächigen Schiefer ..... mit Bänken von weissem Quarzsandstein» des Helvetikums (R. Trümpy, Lex. stratigr. int. I, 7c, S. 899).

In der Literatur erscheint der Name Quartenschiefer (= QS)[2] erstmals bei G. Theobald (1868, S. 12): Über dem Röthikalk «folgt eine nicht sehr mächtige Bank von rothen Schiefern, mit denen grüne und graue Einlagerungen wechseln. Es sind die Schiefer, die in der Umgebung des Wallensees, namentlich bei Quarten zwischen Röthikalk und Lias lagern und die man daher Quartner Schiefer genannt hat.»

Alb. Heim (1878) nahm als erster eine lithostratigraphische Gliederung der QS vor. Er unterschied im autochthonen Tödigebiet zwischen QS (Basisschichten nach R. Brunnschweiler, 1948) und einem Oberen Röthidolomit (Tödigrenzdolomit nach R. Brunnschweiler, 1948).

J. Oberholzer (1933) gliederte die QS der Glarner Alpen in drei Schichtglieder, ohne dafür besondere Bezeichnungen einzuführen: in einen unteren, aus Tonschiefern bestehenden Teil; in einen mittleren, aus Sandsteinen und Breccien, und einen oberen, aus Tonschiefern bestehenden Teil.

R. Brunnschweiler (1948) übernahm im wesentlichen die schon von Alb. Heim (1878) für das Autochthon und von J. Oberholzer (1933) für die helvetischen Decken der Glarner Alpen ausgeschiedenen Horizonte, die er mit folgenden Namen versah: Basisschichten, Tödigrenzdolomit, Untere Tonschieferserie, Geröllhorizont und Obere Tonschieferserie. Den Namen QS ersetzte R. Brunnschweiler durch Quartengruppe, weil «nur ein Bruchteil der Gesteine dieser Gruppe den Namen Schiefer zu Recht tragen...» (S. 24).

Wir greifen in dieser Arbeit auf die ursprüngliche, informale Bezeichnung QS zurück. Einmal hat sich dieser Begriff seit langem in der schweizerischen Alpengeologie eingebürgert. Dann ist die Obergrenze der QS an der «Typlokalität» Quarten nirgends aufgeschlossen. Aber auch in dem von R. Trümpy (Lex. stratigr. int. I, 7c, S. 901) vorgeschlagenen Typprofil am Schwarzstöckli ist die Schichtfolge der QS nach oben nicht vollständig, wie R. Brunnschweiler noch 1948 glaubte, sondern wird transgressiv von Dogger überlagert (R. Brunnschweiler, 1959, S. 532). Die Grundlagen für die Verwendung des Formationsbegriffes fehlen also.

Für die Unterteilung der QS in Schichtglieder folgen wir weitgehend R. Brunnschweiler (1948). Anstelle seines unglücklich gewählten Namens «Geröllhorizont» wurde der Name «Grobdetritische Schichten» verwendet, der anlässlich einer Diskussion von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy vorgeschlagen wurde.

---

[2] Im folgenden wird im Text für Quartenschiefer die abgekürzte Schreibweise «QS» verwendet.

Tab. 1 zeigt die in dieser Arbeit verwendeten und die von früheren Autoren eingeführten Schichtgliederbezeichnungen für die QS der Glarner Alpen.

Tabelle 1: *Benennung der Quartenschiefer in den Glarner Alpen*

<table>
<tr><th>Alb. Heim
1878</th><th colspan="2">J. Oberholzer
1933</th><th colspan="2">R. Brunnschweiler
1948</th><th colspan="3">M. Frey
1969</th></tr>
<tr><td rowspan="4">(von Alb. Heim nicht weiter ausgeschieden)</td><td>obere</td><td rowspan="3">Quartenschiefer</td><td>Lauischiefer</td><td>Rhät</td><td>Lauischiefer</td><td rowspan="5">Quartenschiefer</td><td rowspan="5">unteres Rhät
oberer Mittelkeuper (siehe S. 84)</td></tr>
<tr><td></td><td>obere Tonschieferserie</td><td rowspan="4">Quartengruppe</td><td>Obere Tonschiefer</td></tr>
<tr><td>mittlere</td><td>Geröllhorizont</td><td>Grobdetritische Schichten</td></tr>
<tr><td>untere</td><td>untere Tonschieferserie</td><td>Untere Tonschiefer</td></tr>
<tr><td>oberer Röthidolomit</td><td colspan="2" rowspan="2">(fehlt in den höheren helvetischen Decken)</td><td>Tödigrenzdolomit</td><td>Tödigrenzdolomit</td></tr>
<tr><td>Quartenschiefer</td><td>Basisschichten</td><td>Basisschichten</td></tr>
<tr><td>Autochthon</td><td colspan="2">Helvetische Decken</td><td colspan="5">Autochthon und Helvetische Decken</td></tr>
</table>

2. Basisschichten und Tödigrenzdolomit

Der Name Basisschichten «ist untrennbar mit dem Tödigrenzdolomit verknüpft. Parallel dem Auskeilen des Tödigrenzdolomites verschwinden auch die Basisschichten...» (R. Brunnschweiler, 1948, S. 120). Die beiden Schichtglieder werden deshalb gemeinsam besprochen.

a) *Gesteinstypen*

Die Basisschichten werden von meist violetten und grünen Ton- und Mergelschiefern aufgebaut, welche z. T. sandig sein können, z. T. auch Dolomitknollen führen. Untergeordnet treten weisse Quarzite, Dolomitschiefer und -breccien auf.

Der Tödigrenzdolomit ist häufig primärbrecciös und führt viele Quarzkörner. Zwischen den einzelnen Dolomitbänken können vereinzelt Quarzite und grüne Tonschiefer auftreten.

b) *Verbreitung*

Im Autochthon des Tödigebietes und der Umrandung des Vättiser Fensters erreichen die Basisschichten eine mittlere Mächtigkeit von 2–4 m. Ausnahmsweise können sie 10 m mächtig werden (z. B. Puntegliaslücke und Kreuzbachtobel bei Vättis). Die Begrenzung zum liegenden Rötidolomit, dessen Oberfläche häufig als wellige Erosionsgrenze ausgebildet ist, ist meist scharf. Im Ablagerungsraum der nördlichen Glarner-Decke sind die Basisschichten nur noch geringmächtig ausgebildet, während sie weiter südwärts, nach dem Auskeilen des Tödigrenzdolomites, seitlich mit den Unteren Tonschiefern verschmelzen.

Der Tödigrenzdolomit folgt mit scharfer Grenze über den Basisschichten. Seine Mächtigkeit beträgt im Tödigebiet und bei Vättis 3–6 m, in der Glarner-Decke des Schaflägergebietes 1–3 m (R. Huber, 1964, S. 74). In der Mürtschen-Decke kann er mit Sicherheit nicht mehr nachgewiesen werden.

Basisschichten und Tödigrenzdolomit sind in Detailprofilen beschrieben bei W. Bruderer (1924), R. Brunnschweiler (1948), H. Widmer (1949) und R. Huber (1964).

3. Untere Tonschiefer

a) *Gesteinstypen*

Die Unteren Tonschiefer werden hauptsächlich von weinroten, sandig-mergeligen Tonschiefern aufgebaut, die bis kopfgrosse Dolomitknollen enthalten können. Grüne Tonschiefer sind selten. Linsenförmige Einschaltungen von Dolomiten, Breccien und Konglomeraten können nie über grössere Distanzen verfolgt werden. Deren Komponenten bestehen aus Quarz- und Dolomitkörnern, wobei letztere oft von limonitischen Krusten umgeben sind (vgl. Fig. 29). Im Puntegliasgebiet vorkommende violett-rote Tonschiefer in feiner Wechsellagerung mit Dolomit hat R. Brunnschweiler (1948, S. 34) als Urlaunschiefer beschrieben (vgl. Alb. Heim, 1878, Tafeln 14–15). Im Autochthon von Tamins treten erstmals grüne Chloritoidschiefer auf (M. Blumenthal, 1911).

b) *Verbreitung*

Im Autochthon des östlichen Aarmassivs erreichen die Unteren Tonschiefer eine maximale Mächtigkeit von ungefähr 10 m. Da sie aber meist transgressiv von höherem Lias oder unterem Dogger überlagert werden, lässt sich ihre ursprüngliche Mächtigkeit kaum mehr ermitteln. In der Glarner-Decke sind sie grossen Mächtigkeitsschwankungen unterworfen. So messen wir z. B. im Talbach bei Quarten nur 5–7 m, am Schafläger aber 35 m Untere Tonschiefer. Neben primären Mächtigkeitsänderungen spielen aber tektonische Einflüsse bestimmt eine entscheidende Rolle für die heute vorliegenden Mächtigkeiten. In den höheren helvetischen Decken der Glarner Alpen werden die Unteren Tonschiefer gegen Süden zu immer geringmächtiger und verschwinden schliesslich in den südlichen Teilen der Axen-Decke ganz. Nach R. Brunnschweiler (1948, S. 122) werden die Unteren Tonschiefer gegen die hangenden Grobdetritischen Schichten zu immer sandiger.

Die Unteren Tonschiefer sind in Detailprofilen beschrieben bei G. Freuler (1925), J. Oberholzer (1933), R. Brunnschweiler (1948), H. Widmer (1949), R. Huber (1964), H. Schielly (1964), W. Ryf (1965) und J. H. Markus (1967).

4. Grobdetritische Schichten

a) *Gesteinstypen*

Die Grobdetritischen Schichten weisen innerhalb der QS der Glarner Alpen die grösste Mannigfaltigkeit an Gesteinstypen auf. Vorherrschend sind z. T. schräggeschichtete Quarzite und Quarzsandsteine mit rötlichen Quarzkörnern sowie Breccien und Konglomerate mit stark wechselnden Anteilen an Quarz, Dolomit und Tonschiefern. Untergeordnet kommen Arkosesandsteine (J. H. Markus, 1967, S. 43) und sandige, rote wie grüne Mergelschiefer vor.

b) *Verbreitung*

Die Grobdetritischen Schichten lassen sich relativ gut durch alle tektonischen Einheiten der Glarner Alpen hindurch verfolgen. Der widerstandfähigere Gesteinsinhalt der Grobdetritischen Schichten setzte tektonisch bedingten Mächtigkeitsänderungen viel engere Grenzen als den im Liegenden und Hangenden auftretenden Unteren und Oberen Tonschiefern.

Im Autochthon finden wir die Grobdetritischen Schichten heute nur im Gebiet von Tamins, wo ihre Mächtigkeit 4 m beträgt (R. Brunnschweiler, 1948, S. 38); wie anderswo ausgeführt wurde (M. Frey, 1968, S. 143), dürften die Grobdetritischen Schichten aber einst das ganze autochthone Gebiet des östlichen Aarmassivs überdeckt haben. In der Glarner-Decke sind die Grobdetritischen Schichten im Mittel 10–15 m mächtig. In der Mürtschen- und Axen-Decke östlich der Linth erreichen sie eine Mächtigkeit von durchschnittlich 15–20 m. In den wenigen vollständigen Profilen aus der Axen-Decke westlich der Linth sind die Grobdetritischen Schichten nur noch 10 m mächtig (Runsenbach westlich Hätzingen, Koord. 720.400/202.100/950; Klausenpass, siehe R. Brunnschweiler, 1948, Profil 94).

In den einzelnen Profilen nimmt die Korngrösse der Grobdetritischen Schichten im allgemeinen von unten nach oben ab (R. Brunnschweiler, 1948, S. 123). Sehr schön kann dies z. B. im Talbach bei Quarten (Koord. 735.800/218.400/800) und südlich vom Narggenchopf (Koord. 738.175/216.050/1670) beobachtet werden. An beiden Stellen beginnen die Grobdetritischen Schichten

mit einem groben Quarzit mit Komponenten bis zu einigen Zentimetern Durchmesser. Im Dach finden wir feinkörnige, gut schräggeschichtete Quarzsandsteine.

Nach R. Brunnschweiler (1948, S. 123) steigt der Abrollungsgrad innerhalb der Grobdetritischen Schichten von unten nach oben an. Der Carbonatgehalt nimmt im Gebiet der Flumserberge nach Süden zu (J. H. Markus, 1967, S. 44).

Detailprofile sind in den unter Abschnitt 3 erwähnten Arbeiten beschrieben.

5. Obere Tonschiefer

a) *Gesteinstypen*

Die Oberen Tonschiefer gleichen in ihrer Ausbildung den Unteren Tonschiefern. Vorherrschend sind wiederum weinrote, z. T. sandige Ton- und Mergelschiefer mit eingelagerten Dolomitknollen. Der Carbonatgehalt kann stellenweise so stark anschwellen, dass eigentliche Dolomitschiefer entstehen.

b) *Verbreitung*

Die Oberen Tonschiefer sind vor allem in den höheren helvetischen Decken der Glarner Alpen verbreitet. Im Autochthon dagegen fehlen sie vollständig. In der Glarner-Decke erreichen die Oberen Tonschiefer eine mittlere Mächtigkeit von ungefähr 10 m, doch sind die Mächtigkeitsschwankungen von Aufschluss zu Aufschluss gross. In der Mürtschen- und Axen-Decke schwankt ihre Mächtigkeit zwischen 20 und 30 m. Doch ist schwer feststellbar, ob diese Mächtigkeiten tatsächlich primärer Natur sind.

Detailprofile sind in den unter Abschnitt 3 erwähnten Arbeiten beschrieben.

6. Lauischiefer

a) *Gesteinstypen*

Die Lauischiefer bestehen aus gelben, grünen und graugrünen Ton- und Mergelschiefern, welche häufig dunkle «Hornsteinkörnchen» (R. Brunnschweiler, 1948, S. 127) bzw. «Knötchen» oder «Körnchen» (R. Trümpy, 1949, S. 33) bzw. «Tupfen» (J. H. Markus, 1967, S. 46) enthalten.

b) *Verbreitung*

Die Lauischiefer treten nur im südlichen Teil der Mürtschen- und in der Axen-Decke auf. Trotz ihrer geringen Mächtigkeit (meist 1–2 m, ausnahmsweise 5 m) stellen die Lauischiefer einen überaus konstanten Horizont im Dach der QS dar. In den Glarner Alpen fällt ihr Erscheinen mit dem Einsetzen der Liastransgression zusammen.

Die Lauischiefer sind in Detailprofilen beschrieben bei J. Oberholzer (1933), R. Brunnschweiler (1948), R. Trümpy (1949), W. Ryf (1965) und J. H. Markus (1967).

7. Die Obergrenze der Quartenschiefer

Die Obergrenze der QS ist im nördlichen Faziesbereich der Glarner Alpen durch das Fehlen einzelner Schichtglieder gekennzeichnet, während im südlichen Faziesbereich teilweise normalstratigraphische Übergänge zum hangenden Lias bestehen.

Alb. Heim (1878) führte das Ausbleiben einzelner Schichten im Autochthon auf spätere tektonische Störungen zurück. Nach J. Oberholzer (1933) fehlen bei unvollständig ausgebildeter Schichtreihe stets die höheren Schichten. Dieser Autor deutete deshalb die Lücke im Dach der QS als «Denudationswirkung der liasischen Festlandsperiode» (S. 238). R. Brunnschweiler (1948, S. 141–143) führt für die Mächtigkeitsschwankungen der QS drei verschiedene Gründe an: eine rhätoliasische Erosionsphase, tektonische Vorgänge und primärstratigraphisches Fehlen einzelner Horizonte.

Nach R. Brunnschweiler (1948, S. 125) werden die QS in elf seiner Profile von Rhät überlagert. Ein Vergleich mit R. Trümpy (1949), R. Brunnschweiler (1959) und S. Dollfus (1965) zeigt aber, dass – mit Ausnahme vielleicht der Lauischiefer – keines dieser Gesteine dem Rhät angehört, sondern dass es sich um QS, Lias oder Dogger handelt.

An verschiedenen Orten stellen sich zwischen den eigentlichen grünen und gelben Lauischiefern und den Quarziten und schwarzen Tonschiefern des Infralias graue Tonschiefer ein, die öfters einen allmählichen Übergang zum Infralias vermitteln. Stellen solcher normalstratigraphischer Übergänge kenne ich bei Tschingel S Oberterzen (Koord. 737.450/217.075/1130), am Talbach SE Oberterzen (738.675/217.250/1040), am Narggenchopf (738.250/216.000/1810), oberhalb Chessistein im Schilsbachtal (739.075/213.675/1590), E Guggenegg im Schilsbachtal (740.850/210.500/1960) und NW der Lauifurggla (740.300/208.600/2180).

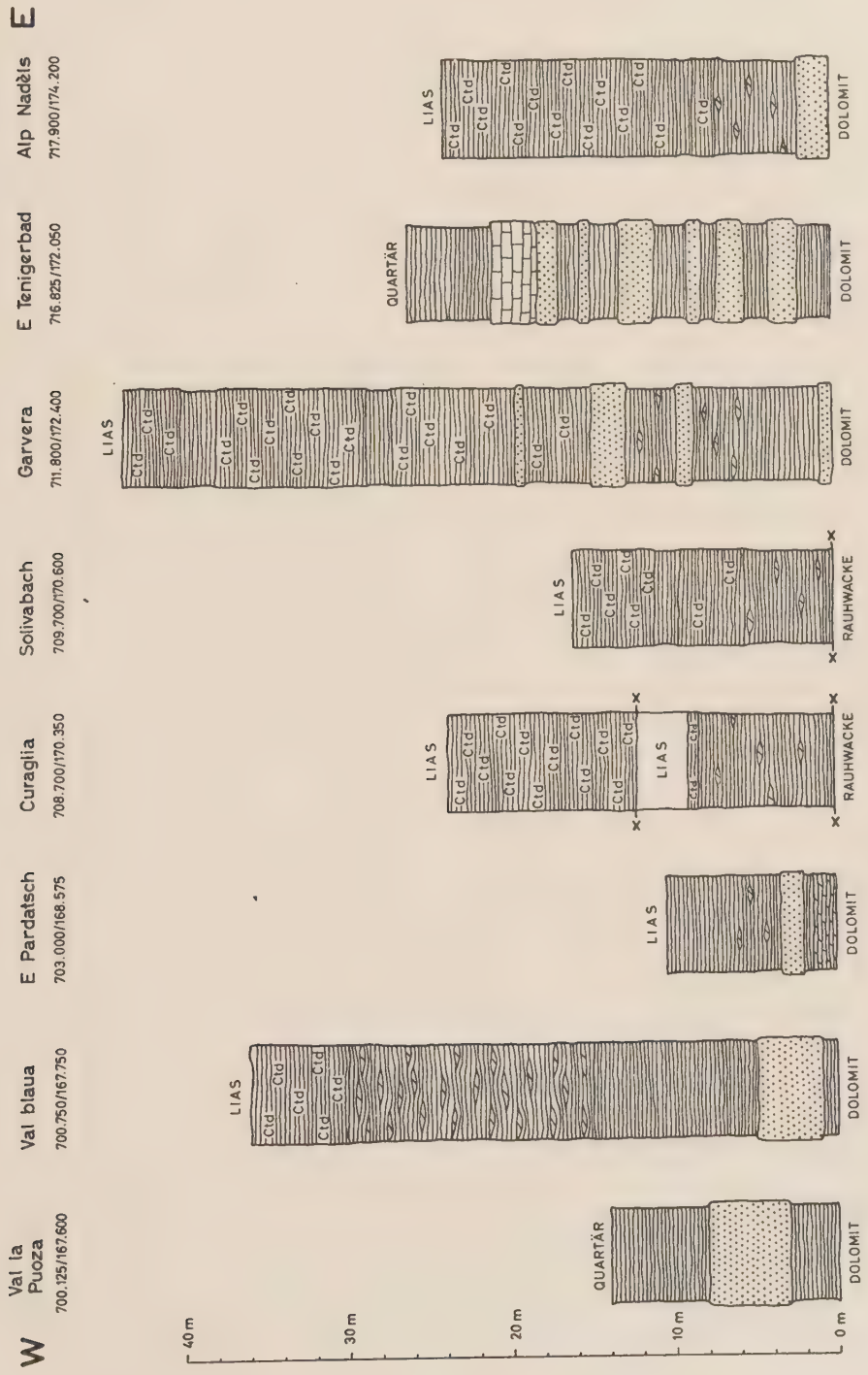


Fig. 2: Vereinfachte lithologische Quartenschiefer-Profile aus der östlichen Urseren-Zone (Ctd = Chloritoid).

B. Die Quartenschiefer der östlichen Urseren-Zone

1. Bisherige Arbeiten

Alb. Heim (1891) beschreibt die ersten detaillierten Profile durch die «Tavetschermuldenzone» (= Urseren-Zone), wobei er die QS als violette und grüne Sernifitschiefer des Oberen Verrucano erwähnt (S. 280).

C. Schmidt (1891, S. 20) rechnete die Ottrelithschiefer von Curaglia zum Karbon, während F. Weber (in P. Arbenz & W. Staub, 1910, S. 60) dieselben Gesteine als erster als QS bezeichnete.

P. Niggli (1912) gibt die ersten ausführlichen QS-Profile der «sedimentären Zone am Nordostrand des Gotthardmassivs» wieder. Er vergleicht die Chloritoidschiefer mit den QS von Obersaxen, Fasortastein und Piz Urlaun (S. 13).

Alb. Heim (1921, S. 205) bezeichnete in seiner Geologie der Schweiz die QS der «Muldenzone von Ursern» als Keuper; er spricht damit erstmals mit Sicherheit eine Feststellung aus, die früher nur vermutet wurde.

E. Niggli (1944) beschreibt die bisher detailliertesten QS-Profile der östlichen Urseren-Zone zwischen Oberalppass und Val Medel. Wichtig ist seine Feststellung, dass an der Basis der QS häufig Quarzsandsteine auftreten (S. 230). Faziell weisen die QS der Urseren-Zone nach E. Niggli die grössten Analogien zu denjenigen der Axen-Decke auf.

2. Detailprofile und Gliederung

Fig. 2 stellt vereinfachte Detailprofile der QS aus der östlichen Urseren-Zone dar. Dort wo die carbonatische Trias vollständig entwickelt ist – Rauhwacke im Liegenden, Dolomit im Hangenden –, beginnen die QS mit Quarziten und Phylliten; den oberen Teil der QS nehmen Phyllite und Chloritoidschiefer ein. Wenn der untere Teil der QS fehlt, grenzen die Phyllite und Chloritoidschiefer direkt an die Rauhwacke der carbonatischen Trias (vgl. Fig. 2, Profile Curaglia und Solivabach). Das gleichzeitige Fehlen der Dolomite der höheren carbonatischen Trias und der Quarzite im unteren Teil der QS scheint dann tektonisch bedingt zu sein.

Wie schon E. Niggli (1944) ausführte, zeigen die QS der östlichen Urseren-Zone die beste fazielle Übereinstimmung mit den QS-Vorkommen der Axen-Decke der Glarner Alpen: Grobdetritische Schichten im Liegenden und epimetamorphe Tonschiefer im Hangenden.

3. Grobdetritische Schichten

Die Grobdetritischen Schichten der östlichen Urseren-Zone werden vorwiegend aufgebaut durch weisse und grünliche Quarzite mit rötlichen Quarzen sowie grünen und violetten Phylliten, welche häufig Dolomitlinsen und Quarzadern enthalten. Untergeordnet treten Dolomit- und Chloritoidschiefer auf.

Die Grenze zur liegenden carbonatischen Trias ist meist scharf; einzig im Profil östlich Pardatsch vermitteln gelbe Dolomitschiefer mit apfelgrünen Phyllitlagen einen Übergang zu den QS.

Die Grobdetritischen Schichten erreichen in der östlichen Urseren-Zone eine maximale Mächtigkeit von 20 m.

4. Epimetamorphe Obere Tonschiefer

Charakteristisch für die epimetamorphen Oberen Tonschiefer der östlichen Urseren-Zone sind grüne, graue und selten violette Chloritoidschiefer mit allen dazwischenliegenden Farbübergängen. Wie Fig. 2 zeigt, treten Chloritoidschiefer hauptsächlich im höheren Teil der epimetamorphen Oberen Tonschiefer auf. Im unteren Teil finden wir vor allem violette, weniger häufig auch grüne Phyllite und Knotenschiefer, die eine beginnende Chloritoidbildung verraten. Vielen Gesteinen der epimetamorphen Oberen Tonschiefer sind Dolomitlagen und -linsen sowie Quarzknauer eigen. In den QS des Solivabaches sind Pyritwürfel weit verbreitet.

Ein normalstratigraphischer Übergang zum hangenden Lias kann an der Garvera beobachtet werden, indem sich in hellgraue Chloritoidschiefer schnurartig graphitführendes Material einschaltet. An anderen Orten treten im Grenzbereich Trias–Lias Verschuppungen auf, so bei Curaglia und am Nalpser-Rhein.

Die Mächtigkeit der epimetamorphen Oberen Tonschiefer beträgt in der östlichen Urseren-Zone höchstens 30 m.

C. Die Quartenschiefer am Ostende des Gotthardmassivs

1. Bisherige Arbeiten

G. Theobald (1861, S. 47) beschreibt die QS als «die bunten Unterjuraschiefer, welche nach oben in die grauen Schiefer des Piz Mundaun übergehen».

Alb. Heim (1891, S. 272), der den Namen QS schon verwendet, erwähnt aus dem Liegenden der buntgefärbten Tonschiefer von Obersaxen 20 m glimmerhaltige, schiefrige Quarzite; obwohl er letztere noch zur «Röthigruppe» rechnet, ist hier schon die prinzipiell richtige Zweiteilung der QS in einen unteren, quarzitischen und einen oberen, tonigen Teil angedeutet.

J. D. Frey (1967) konnte im Greinagebiet dieselbe Zweiteilung der QS beobachten wie Alb. Heim (1891) für das Gebiet von Obersaxen. J. D. Frey (1967, S. 49) stellte die Quarzite im unteren Teil der QS des Gotthardmassiv-Ostendes den Grobdetritischen Schichten der Glarner Alpen gleich; die Phyllite im oberen Teil verglich er mit den Oberen Tonschiefern des helvetischen Faziesgebietes.

2. Detailprofile und Gliederung

In guten Aufschlüssen und vollständiger Schichtfolge sind die QS am Ostende des Gotthardmassivs nur an wenigen Stellen anzutreffen. Das beste Profil durch die QS von Obersaxen findet sich im Bacheinschnitt des Waldes Plattas E von Surcuolm (Neukirch). Anlässlich einer gemeinsamen Begehung mit Prof. Dr. E. Niggli stellten wir folgende Gesteinsabfolge fest:

Unten: Grauer, gelbbraun verwitternder Dolomit bei Koord. 731.075/180.150/1350.

(1)	10 m	nicht aufgeschlossen.
(2)	8 m	Quarzite mit einzelnen grünen Phyllitlagen.
(3)	3–5 m	graugrüne Phyllite.
(4)	3–5 m	violette Phyllite, schlecht aufgeschlossen.
(5)	35–40 m	violette Phyllite mit vielen Dolomitlagen.
(6)	3 m	nicht aufgeschlossen. Am Weg auf 1440 m Höhe.
(7)	40 m	violette bis violettblaue Phyllite, häufig mit Dolomitlagen.
(8)	8–10 m	grüne, quarzreiche Schiefer; Dolomitlagen selten.
(9)	1 m	grünlicher Quarzit. Am Weglein beim Waldrand.
(10)	50 m	abwechselnd grüne, dolomitische Phyllite und blauviolette bis blaugrüne Phyllite; im unteren Teil grüne Phyllite überwiegend.
(11)	2 m	nicht aufgeschlossen.
(12)	4 m	blaugrüne, dolomitische Phyllite, übergehend in
(13)	5 m	grünlichgelbe, holzfarbene, quarzreiche Phyllite; z. T. dolomitisch, gegen unten hellgrün werdend.
(14)	3 m	nicht aufgeschlossen.
Oben:	1,5–2 m	graue bis graublaue Quarzite, graubraun bis blaugrau anwitternd, kalkfrei; auf dünnen Phyllitlagen beginnende Chloritoidbildung. Koord. 731.300/179.600/1550.

Die QS erreichen hier eine Mächtigkeit von 180 m. Dies dürfte aber tektonisch bedingt sein, denn nur 2 km weiter westlich konnte Alb. Heim (1891, S. 272) bloss noch ca. 30 m QS vorfinden.

Ein zweites gutes Profil der QS ist am rechten Ufer des Glogn (Glenner), 1 km südlich Ilanz, aufgeschlossen. Das Profil ist schon von W. K. Nabholz (1948, S. 254) summarisch beschrieben und seit-

her unabhängig voneinander von Prof. Dr. W. K. Nabholz und dem Autor neu aufgenommen worden (vgl. Fig. 3).

In guten Aufschlüssen treten uns die autochthonen bis parautochthonen QS am Gotthardmassiv-Ostende erst wieder am Westgrat des Piz de Vrin entgegen. Das Profil ist schon von A. Fehr (1956, S. 446), leider ohne Mächtigkeitsangaben, und von W. Jung (1963, S. 689) in einem lithologischen Profil beschrieben worden.

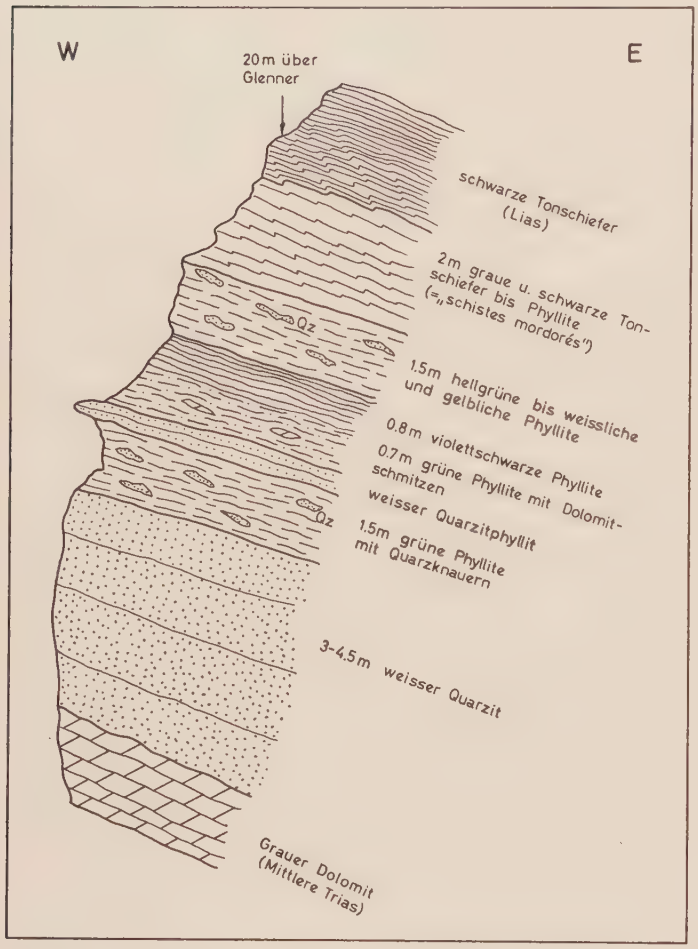


Fig. 3: Quartenschiefer-Profil am Ostufer des Glogn (Glenner), 1 km südlich Ilanz. Koord. 735.250/180.700.

Unten	× m	Rauhwacke der carbonatischen Trias; darüber ca. 5 m blauschwarze, tonige Phyllite (Lias oder Aalénien). Koord. 722.725/168.450/2450.
(1)	3 m	grüne und violette Phyllite mit gelb anwitternden Dolomitlagen und Quarzitbändchen von 5–10 cm Mächtigkeit.
(2)	2 m	hellgrüne Quarzite, graugrün anwitternd; schlecht aufgeschlossen.
(3)	2 m	grüne, quarzreiche Schiefer, schlecht aufgeschlossen.
(4)	0,5 m	gelbbrauner Dolomit.
(5)	2–3 m	grüne Phyllite, z. T. sehr quarzreich, mit vielen Pyritwürfeln; wechsellagernd mit braun anwitternden Quarzitbändchen und Dolomitlagen von 1–10 cm Mächtigkeit.
(6)	0,4 m	gelbbrauner Dolomit.
(7)	0,5–1 m	grüner, stark verschieferter Quarzit, blaugrün anwitternd, mit grünen Phyllitlagen.
(8)	0,3 m	gelbbrauner Dolomit.
(9)	0,2 m	grüner Phyllit.
(10)	0,5 m	sandiger Dolomit, gelb anwitternd.
(11)	0,5 m	stark verschieferter Quarzit, gelb anwitternd; schlecht aufgeschlossen.
(12)	0,1 m	grüner Phyllit.
(13)	0,3 m	sandiger Dolomit, gelb anwitternd.
(14)	0,2 m	grüne Phyllite, gelbgrün anwitternd. Östlich P. 2470,6 führen dieselben Phyllite Pyrit und teilweise Magnetit.
(15)	4–5 m	graublaue, verschieferte, kalkfreie Quarzite, teils braun, teils bläulich anwitternd; dazwischen häufig hellgrüne Phyllite von 1 bis 5 cm Mächtigkeit. Fortsetzung des Profils östlich P. 2470,6.

(16)	1,5 m	grüner, z.T. verschieferter Quarzit.
(17)	5 m	grüne bis blaugrüne quarzreiche Phyllite mit Quarzknauern; im untersten Teil Dolomitlagen führend. Übergehend in
(18)	10–12 m	schwarzblaue Phyllite mit Quarzknauern. Standort im Sattel östlich der Krete mit Holzkreuz. Die angegebene Mächtigkeit erreichen die Phyllite erst ca. 50 m westlich der genannten Krete. Übergehend in
(19)	1 m	grau-schwarze, sandige bis quarzitische Phyllite.
(20)	2 m	apfelgrüne, kieselige Schiefer; übergehend in
(21)	20–25 m	blaugrüne bis violettblaue Phyllite, wechsellagernd mit gelbbraun anwitternden Dolomitlagen von cm-Dicke; Quarzknauer häufig. Übergehend in
(22)	7 m	apfelgrüne, quarzreiche Phyllite, wechsellagernd mit gelb anwitternden cm-mächtigen Dolomitbändchen.

Oben: Schwarze, tonige Schiefer; Coroi-Serie (Aalénien) nach W. JUNG (1963, S. 670), normalstratigraphischer Übergang nach W. K. NABHOLZ (1948, S. 255). Ende des Profils auf 2470 m Höhe auf dem Westgrat des Piz de Vrin.

Das vierte und letzte gute QS-Profil am Gotthardmassiv-Ostende finden wir 1,5 km östlich des Greinapasses am Rein da Sumvitg. Das Profil ist von J. D. FREY (1967, S. 23) ausführlich beschrieben worden, so dass hier auf eine Darstellung verzichtet werden kann.

In allen vier erwähnten QS-Profilen erscheinen an der Basis Quarzite mit dazwischengelagerten Phylliten, während der höhere Teil der QS allein von Phylliten aufgebaut wird. Entsprechend der Gliederung der QS der östlichen Urseren-Zone unterscheiden wir zwischen Grobdetritischen Schichten im Liegenden und epimetamorphen Oberen Tonschiefern im Hangenden.

3. Grobdetritische Schichten

Die Grobdetritischen Schichten des Gotthardmassiv-Ostendes bestehen zur Hauptsache aus weissen, grünen, grauen und graublauen Quarziten, die z.T. Deltaschichtung aufweisen (W. JUNG, 1963, S. 694). Daneben treten grüne und violette Phyllite mit Dolomitlagen und Quarzknauern sowie geringmächtige Dolomite auf. Im erwähnten Profil südlich Ilanz sind im liegenden Rötidolomit Erosionserscheinungen feststellbar, vgl. Fig. 4.

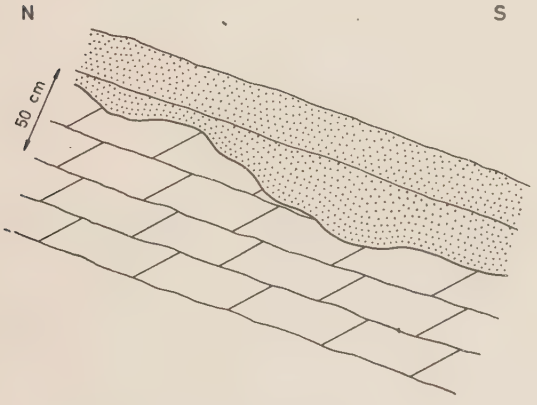


Fig. 4: Transgression der Grobdetritischen Schichten auf den Rötidolomit im Quartenschiefer-Profil südlich Ilanz (vgl. Fig. 3).

Neu gegenüber den Grobdetritischen Schichten der Glarner Alpen und der östlichen Urseren-Zone ist das Auftreten von grauen und graublauen Quarziten, die von A. FEHR (1956, S. 446) als fragliche Hettangien-Quarzite, von W. JUNG (1963, S. 689) als Lias-Basisquarzite bezeichnet wurden. Auch J. D. FREY (1967, S. 53, 54, 59, 60) schloss sich dieser Auffassung an. Im QS-Profil am Westgrat des Piz de Vrin wechsellagern diese fraglichen Quarzite mit grünen QS-Phylliten; sowohl am Piz de Vrin als auch im QS-Profil östlich des Greinapasses treten die graublauen Quarzite in ähnlicher lithostratigraphischer Stellung auf; auch in der Val di Campo und oberhalb Casaccia im Lukmanier-Gebiet treten im tieferen Teil der QS graue und schwarze Gesteine auf. Aus diesen Gründen betrachte ich die erwähnten grauen und graublauen Quarzite als normalstratigraphische Glieder der Grobdetritischen Schichten, obwohl die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden kann, dass es sich bei diesen Gesteinen um eingeschuppten unteren Lias handeln könnte.

Die Mächtigkeit der Grobdetritischen Schichten des Gotthardmassiv-Ostendes ist bei der starken tektonischen Beanspruchung der QS schwer abzuschätzen; sie dürfte ursprünglich ungefähr 20 m betragen haben.

4. Epimetamorphe Obere Tonschiefer

Die epimetamorphen Oberen Tonschiefer des Ostendes des Gotthardmassivs bestehen vorwiegend aus grünen, violetten und violettschwarzen, z.T. quarzreichen Phylliten mit Dolomitlagen und Quarzknauern. Auffallend gegenüber den QS der östlichen Urseren-Zone ist, dass Chloritoidschiefer fast vollständig fehlen; ich kenne solche nur am Valserrhein südlich Uors (W. Jung, 1963, S. 681), von der Alp Zamuor (W. Jung, 1963, S. 696) und vom Ostabhang des Artg Diesrut (Koord. 723.800/166.500/2000). Auf Obersaxen und am Piz de Vrin nehmen violette und violett-schwarze Phyllite noch einen grossen Teil aller Phyllite ein, während im Greina-Gebiet nur noch grüne Phyllite vorkommen. Auf den Grund dieses Farbwechsels wird in Teil IV (S. 111) eingegangen werden.

Östlich des Greinapasses kann an einer Stelle (Koord. 717.975/163.600/2300) ein normalstratigraphischer Übergang von der Trias zum Lias festgestellt werden, indem grüne Phyllite der QS über graue in schwarze Phyllite mit Lias-Basisquarziten übergehen. Nach W. K. Nabholz (1948, S. 255) treten normalstratigraphische Übergänge auch in den Profilen von Ilanz und am Piz-de-Vrin-Westgrat auf.

Auffälligerweise bilden immer grüne und nie violette Phyllite den Abschluss der QS gegen den hangenden Lias – es ist dies dieselbe Erscheinung, die aus den Glarner Alpen auf S. 14 beschrieben wurde.

Die Mächtigkeit der epimetamorphen Oberen Tonschiefer am Ostende des Gotthardmassivs ist sehr grossen Schwankungen (0–150 m) unterworfen, die hauptsächlich auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden müssen. Ursprünglich dürften die epimetamorphen Oberen Tonschiefer etwa 20–30 m mächtig gewesen sein.

D. Die Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes

1. Bisherige Arbeiten

Während Alb. Heim (1891) die QS am Ostrand des Gotthardmassivs von Obersaxen (S. 272) bis ins Greina-Gebiet (S. 319) verfolgen konnte, wurden diese Gesteine im Lukmanier-Gebiet lange Zeit nicht als QS erkannt, sondern zu den «Bündnerschiefern» gerechnet.

C. Schmidt (1891, S. 48) gibt eine gute petrographische Beschreibung dieser «graphitoidfreien Glimmerschiefer» des Lukmanier-Gebietes.

W. van Holst (1913) trennte im Scopi-Gebiet die im Hangenden des Dolomites auftretenden «grünlich-weissen Schiefer..., stellenweise wechsellagernd mit Sericit-Quarzit-Bänken» (S. 6) von den «Bündnerschiefern» ab und rechnete sie «zu der Trias, wovon sie den oberen Teil, den Quartenschiefer bilden» (S. 6). W. van Holst gibt auch die erste Beschreibung eines QS-Profiles für das Lukmanier-Gebiet (S. 21 ff.), obwohl dessen Aufnahmen nur für die paar untersten Meter zutreffen.

L. Bosshard (1929) bezeichnet die obere Trias als QS, die er aber zu den «gotthardmassivischen Bündnerschiefern» rechnet. Wichtig für die Lithologie der QS der Piora-Mulde sind folgende Feststellungen L. Bosshards: «Ebenso wie der Quartenschiefer des Gotthardmassivs nur allmählich in die tonreichen Bündnerschiefer übergeht, so wechselt auch an der Grenze Dolomit/Quartenschiefer nur allmählich der Sedimentationscharakter» (S. 117). «Die Grenze Quartenschiefer/Granatphyllit[3] ist fast überall durch einen Staurolith/Granatphyllit angedeutet» (S. 125).

[3] Granatphyllit = Unterer Lias = Untere Stgir-Serie.

L. Bosshard hat auch die ersten Detailprofile durch die QS der Piora-Mulde beschrieben, wobei diesem Autor schon «das häufige Auftreten von Quarzitbänken, die im untern Quartenschiefer eine dominierende Rolle spielen» (S. 119), auffiel. Weiter schreibt er: «Die obere Quartenschieferserie zeigt eine grosse Mannigfaltigkeit; konform dem Zurücktreten des dolomitischen Materials treten auch dessen Derivate in den Hintergrund. Produkte tonig-mergeligen Materials sind vorwiegend, wobei im allgemeinen gegen die Granatphyllite hin die Zunahme der Eisenkomponente zu konstatieren ist» (S. 121).

A. Baumer (1964) beschrieb QS-Detailprofile aus der Val di Campo, wobei er zu folgender Gliederung der QS gelangte (S. 35):

(Lias)

phyllitisch-quarzitische QS:	grüne Phyllite, grüne und weisse Quarzite
phyllitisch-dolomitisch-quarzitische QS:	grüne Phyllite und gelbe Dolomitschiefer; grüne, weisse und gelbe Quarzite
phyllitisch-dolomitische QS:	grüne Phyllite und gelbe Dolomitschiefer, selten grünliche und weisse Quarzite

(carbonatische Trias)

Wie aus dem Folgenden ersichtlich sein wird, kann ich mich mit dieser Gliederung der QS nicht einverstanden erklären.

A. Gansser & E. Dal Vesco (1964, S. 620) führen ohne weitere Begründung für die obertriadischen QS des Piora-Gebietes den Namen «Frodalera-Serie» ein.

2. Detailprofile und Gliederung

a) *Detailprofile*

Ein erstes gutes Profil durch die QS des Lukmanier-Gebietes haben die Aufschlüsse an der neuen Lukmanierstrasse geschaffen. Das QS-Profil durch den Nordschenkel der Scopi-Mulde ist idealisiert in W. K. Nabholz & G. Voll (1963, Fig. 10) dargestellt, von J. D. Frey (1967, S. 38) unvollständig (was die QS anbetrifft) und von E. Niggli & W. K. Nabholz (1967, S. 408) ausführlich beschrieben worden. Da eigene, ergänzende Beobachtungen zu diesem z. T. schwer deutbaren Profil vorliegen, wird es im folgenden noch einmal dargestellt. Das Profil beginnt ca. 80 m nördlich des Beginns der Strassengalerie auf 1930 m Höhe (Koord. 704.600/160.000).

Nördlich, d. h. stratigraphisch unten: Stark verschieferter Medelser Granit mit eingelagerten Serizitquarziten, welche Carbonatlinsen enthalten, die teilweise in Strahlstein umgewandelt worden sind. Nach E. Niggli & W. K. Nabholz (loc. cit.) dürfte es sich bei diesen Quarziten nicht um Basisquarzite der Trias handeln, da ähnliche Quarzite auch im Innern des Granites vorkommen. Es folgt mit scharfer Grenze ein im Gelände zurücktretender, gelb verwitternder Mylonit.

(1)	5 m	weisse, stark boudinierte Quarzknauer bis zu 50 cm Dicke mit braun anwitterndem Carbonat, dazwischen Lagen von dunkelbraunen Biotitschiefern. Der ganze Horizont besitzt ein wildes Aussehen.
(2)	8 m	weisser Biotitquarzit mit gelblichem, braun anwitterndem Carbonat. Übergehend in
(3)	50–55 m	grüne Biotit-Chloritschiefer, wechsellagernd mit gelb anwitternden Dolomitlagen und seltenen, geringmächtigen Biotitquarziten. Übergehend in
(4)	3 m	grüngraue bis graugrüne Phyllite; übergehend in die Stgir-Serie.

Südlich, d. h. stratigraphisch oben: Schwarze Phyllite der Stgir-Serie (unterer Lias).

Ca. 50 m oberhalb der neuen Lukmanierstrasse fehlen Quarzite sowohl nördlich als auch südlich der oben erwähnten Mylonitzone. Auf den zerscherten Medelser Granit folgen hier 6 m grüne QS, dann 3 m schwarze Phyllite mit braun anwitternden Sandkalkbänkchen (= Lias). Erst jetzt folgen die QS in grosser Mächtigkeit, wobei auch hier Quarzite im untern Teil vorhanden sind.

Die Mächtigkeit von Schicht (3) im oben erwähnten Profil ist einerseits durch eine Faltung erster Art verdreifacht, anderseits sind die südlichen Teile etwa fünffach gedehnt. Schicht (3) dürfte ursprünglich eine primäre Mächtigkeit von ungefähr 30 m besessen haben (G. Voll, mündl. Mitt.).

Ein zweites gutes Profil durch die QS im Nordschenkel der Scopi-Mulde kann auf der Ostseite der Val Casatscha, dem südlichen Zuflusstal der Val Cristallina, aufgenommen werden (Koord. 708.150/159.350/2300). Der hier durchziehende QS-Zug ist auf der geologischen Karte

von W. VAN HOLST (1913) schon angegeben, fehlt aber auf der geologischen Karte von A. BAUMER (1967).

Nördlich, d.h. stratigraphisch unten: Stark verschieferter Medelser Granit. Tektonischer Kontakt im Gelände deutlich zurücktretend.

(1)	3 m	braungraue Biotitschiefer mit Quarzknauern.
(2)	0–0,2 m	grünes boudiniertes Band, löcherig anwitternd (mikroskopisch: Biotit-Hornblendeschiefer). Scharfer Kontakt zum Nebengestein.
(3)	0,4 m	graugrüne Biotitschiefer (mikroskopisch: Epidot-Hornblende-Biotitschiefer).
(4)	0–0,3 m	grünes Band wie (2).
(5)	ca. 24 m	graugrüne, z.T. quarzreiche Biotitschiefer (mikroskopisch: epidotführende Biotit-Hornblendeschiefer) mit bis 0,5 m mächtigen Quarzknauern. Stark zerscherte wechseln mit mehr plattig ausgebildeten Zonen. Faltenscheitel sichtbar.
(6)	5 m	graugrüne, z.T. quarzreiche Biotitschiefer mit bis 1 cm mächtigen, gelbbraun anwitternden Dolomitlagen. Übergehend in
(7)	0,5 m	grauschwarze bis graublaue Phyllite. Übergangsglied QS-Lias. Scharfe Grenze.

Südlich, d.h. stratigraphisch oben: Schwarze, rostig anwitternde Phyllite des unteren Lias.

Fig. 5: Dolomitlagen in den Quartenschiefern des Lukmanier-Gebietes (oberhalb Strassengalerie der neuen Lukmanierstrasse im Südschenkel der Scopi-Mulde).

Die QS-Aufschlüsse über der Galerie der neuen Lukmanierstrasse im Südschenkel der Scopi-Mulde zeigen an der Grenze Lias–Trias einen normalstratigraphischen Übergang von schwarzen liasischen Phylliten im Norden zu grünen QS-Phylliten im Süden, die mit gelben Dolomitlagen wechsellagern (Fig. 5). Die Mächtigkeit des oberen Teiles der QS ist schwierig anzugeben, da die Aufschlüsse fast im Streichen der Schichten verlaufen und tektonisch repetiert erscheinen. Der untere Teil der QS ist hier nicht aufgeschlossen.

Das weitaus schönste QS-Profil des ganzen Lukmanier-Gebietes hat der Erosionstrichter der Vallone di Casaccia freigelegt. H.M. HUBER (1943, Fig. 4) hat von hier «nord-bewegte Faltenpakete im Quartenschiefer» (S. 85) dargestellt. W. VAN HOLST (1913, S. 21 ff.) hat eine erste Beschreibung dieses QS-Profiles gegeben, die später von P. NIGGLI & W. STAUB (1914, S. 69) übernommen wurde. Wie aus dem Folgenden ersichtlich sein wird, ist das Profil von W. VAN HOLST nur für die untersten Meter mit unserem Profil vergleichbar. Da in diesem äusserst stark tektonisch beanspruchten Profil die einzelnen Schichtglieder grossen Mächtigkeitsschwankungen unterliegen, hat das im folgenden beschriebene Profil nur für ein ganz bestimmtes Profil-Tracé Gültigkeit. Dieses ist in einer Photo eingetragen, welche in der Belegsammlung des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Bern deponiert ist.

Unten: Weisse, zuckerkörnige Rauhwacke, gelb-orange verwitternd. Mittlere, carbonatische Trias. Koord. 706.175/157.000/2180.

(1)	1 m	hellgelbe, hellglimmerreiche Dolomitbreccie, mehlig zerfallend. Es folgt das erste, gelbbraun verwitternde Band.
(2)	1 m	braun verwitternder Quarzit.
(3)	0,8 m	hellgraue, zähe, gebankte Kalkschiefer, rostig anwitternd. Magnetkies führend.
(4)	0,2 m	weisser Quarzit, braungelb verwitternd.
(5)	0,3 m	wie (3).
(6)	3 m	grau bis grauschwarze, zähe, schräggeschichtete Chloritoidschiefer (vgl. Fig. 18) (mikroskopisch: staurolith- und disthenführender Chloritoidschiefer).
(7)	0,5 m	tiefschwarzes, rostig anwitterndes Gestein (mikroskopisch: ilmenitführender Disthen-Staurolith-Chloritoidschiefer).
(8)	1 m	wie (3).
(9)	1,5 m	weisse, kalkhaltige Quarzite, gelb bis rostbraun verwitternd. Es folgt das erste, hellgrau verwitternde Band.
(10)	0,7 m	gelbbraun verwitternde dolomitische Biotitschiefer. Übergehend in – (Fortsetzung des Profils 30–50 m weiter westlich in einer Runse) –
(11)	2,5 m	hellgraue, dolomitische Biotitschiefer mit erbsengrossen Dolomitkörnern; gelbgrau bis schwefelgelb anwitternd. Wechsellagernd mit weissen Dolomitbändchen von 1–5 cm Mächtigkeit. Pyritführend mit Würfeln von über 1 cm Kantenlänge.
(12)	6 m	silbergraue, dolomitische Biotitschiefer, stark verfaltet (mikroskopisch: Chlorit-Epidot-Zweiglimmerschiefer). Im oberen Teil mit Quarzknauern. Kleinere Pyritwürfel führend.
(13)	0,5 m	hellgrün-gelbbraun gebänderter Quarzit.
(14)	1,2 m	grünliche Biotitschiefer mit geringmächtigen Quarzitbändchen.
(15)	2 m	unten gelblichweisser, oben grünlicher Quarzit mit gelb anwitternden Dolomitkomponenten. Es folgt das zweite, gelbbraun verwitternde Band.
(16)	1,2–1,5 m	grünlichgraue Biotitschiefer mit Quarzknauern und gelb anwitternden Dolomitlagen (mikroskopisch: Chlorit-Epidot-Zweiglimmerschiefer).
(17)	0,4–0,8 m	weisslichgraue Dolomitschiefer, gelb verwitternd, mit bis 1 cm grossen Pyritwürfeln.
(18)	0,4–0,6 m	weisslichgelber Quarzit, rostig verwitternd.
(19)	0,4 m	dolomitische Biotitschiefer, fleckig rostig verwitternd.
(20)	1,2–2 m	schwarze, gebankte Granatporphyroblastenschiefer, rostig anwitternd. Übergehend in
(21)	0,2 m	graue, fleckig anwitternde Biotitschiefer.
(22)	2,5–4 m	Wechsellagerung von gelben Dolomitschiefern mit grauen, dolomitischen Biotitschiefern. Im Dünnschliff Wechsellagerung von graphitfreien und graphitführenden Lagen.
(23)	0,4–1 m	Quarzit, bräunlich anwitternd.
(24)	0,4 m	grauer, kieseliger Kalk bis kalkiger Quarzit. Übergehend in
(25)	2 m	schwarze, kalkhaltige Granatporphyroblastenschiefer wie (20) mit Quarzknauern und Adern eines gelb anwitternden Carbonates.
(26)	1,5 m	Wechsellagerung von Biotit- und Dolomitschiefern, fleckig gelbbraun anwitternd. Übergehend in das nun folgende, zweite hellgraue Band.
(27)	5,5–6 m	silbergraue, sandige Biotitschiefer mit grünen, chloritreicheren Partien (mikroskopisch: Chlorit-Epidot-Zweiglimmerschiefer); durchzogen von weissen, zuckerkörnigen Dolomitlagen.
(28)	2 m	grünlicher Serizitquarzit, übergehend in weissen, bräunlich anwitternden Quarzit.
(29)	0,8 m	graugrüne, sandige Biotitschiefer.
(30)	3,5 m	weisser, seltener grünlicher Quarzit, biotitführend. In Runse auf 2210 m Höhe.
(31)	1,5 m	graue, sandige Biotitschiefer.
(32)	0,7 m	weisslichgrüner Serizitquarzit.
(33)	0,4 m	wie (31).
(34)	0,6 m	weisser Quarzit, rostigbraun verwitternd.
(35)	0,2 m	grünlicher Biotit-Serizitquarzit.
(36)	1,2 m	graugrüne Biotitschiefer mit Quarz- und Calcitadern (mikroskopisch: carbonatführender Epidot-Zweiglimmerschiefer). Es folgt das dritte gelbbraune Band.

Wie aus Fig. 7 ersichtlich ist, wiederholen sich sämtliche Schichtglieder (1) bis (36) in sehr ähnlicher Mächtigkeit. Es liegt also eine Verdoppelung der Schichtreihe vor. Oberhalb Schichtglied (36) der höheren Schuppe folgen noch ca. 70 m grüne, weisse und braune Quarzite, die mit graugrünen Biotitschiefern wechsellagern, welche häufig gelbanwitternde Dolomitlagen enthalten. Infolge Quartärüberdeckung ab 2370 m Höhe sind die höheren Teile der QS bis zum Lias in diesem Profil nicht aufgeschlossen.

Bemerkenswert ist im höchsten Teil des Casaccia-Profils ein 5 m mächtiger, dolomithaltiger Serizitquarzit, der löcherig verwittert. Auf einigen Metern im Streichen können alle Stadien der Verwitterung dieses Serizitquarzites in ein Gestein beobachtet werden, das kaum mehr von einer Rauhwacke unterschieden werden kann. Dieser Quarzit kann im Streichen mit kleinen Unterbrüchen über eine Distanz von ca. 1,2 km in nordwestlicher Richtung verfolgt werden. Gut aufgeschlossen ist derselbe, rauhwackenähnlich verwitternde Quarzit wieder in einem Wildbach 800 m östlich der Lukma-

nierpasshöhe (705.150/157.675/2040). Auf sämtlichen bisher erschienenen geologischen Karten dieses Gebietes (W. VAN HOLST, 1913; H. PREISWERK et al., 1934; A. BAUMER, 1964; B. CHADWICK, 1965) ist der in Frage stehende Quarzit im Gebiet 1,1 km ESE des Lukmanierpasses irrtümlicherweise als Rauhwacke kartiert worden.

Der obere Teil der im Casaccia-Profil nicht aufgeschlossenen QS bis zum Lias kann im oben erwähnten Wildbach gut studiert werden.

Unten: Quartärüberdeckung bei Koord. 705.150/157.675/2040.

(1)	5 m	grünlicher bis weisser Quarzit, löcherig verwitternd, ähnlich einer Rauhwacke.
(2)	5 m	grüne Chlorit-Biotitschiefer mit gelb anwitternden Lagen von Dolomit.
(3)	5–6 m	meist grünliche Serizitquarzite.
(4)	10 m	grüne Chlorit-Biotitschiefer, nur auf der rechten Bachseite gut aufgeschlossen.
(5)	20–30 m	grüne Albit (?)-Chloritschiefer mit gelb anwitternden Dolomitlagen. Aufschlüsse auf der linken Bachseite.
(6)	10–20 m	grüne Albit (?)-Chlorit-Biotitschiefer mit gelb anwitternden dolomitischen Lagen und Pyritwürfeln.

Oben: Wechsellagerung von schwarzen Granatporphyroblastenschiefern und kalkhaltigen Quarziten des unteren Lias.

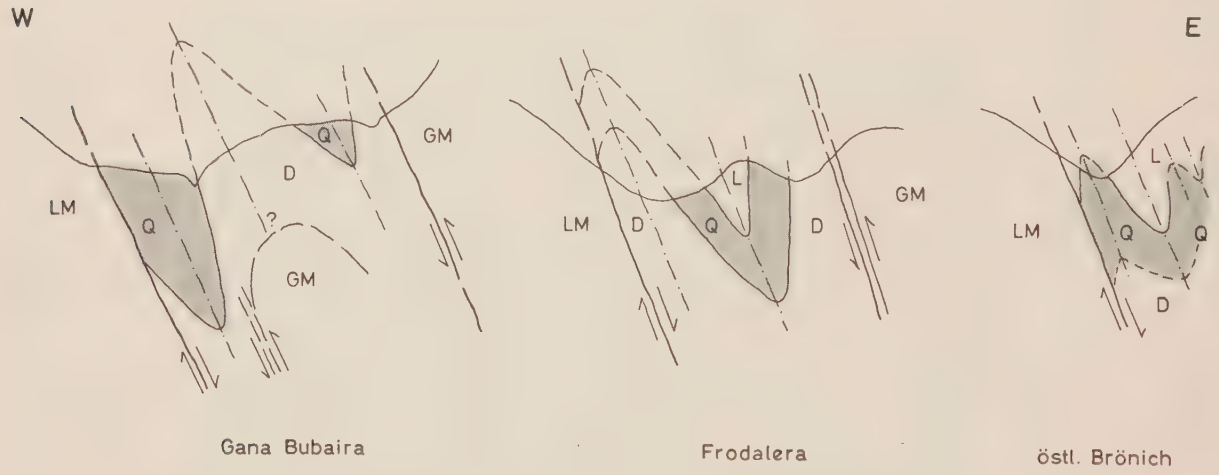


Fig. 6: Geologische Querprofile durch die östliche Piora-Mulde zwischen Passo del Sole und Frodalera–Brönich. Nach B. CHADWICK (1965, Fig. 18).

Die Schichtglieder (4) bis (6) enthalten auf der linken Bachseite einen Faltenkopf von liasischen Quarziten und schwarzen Schiefern; im Aufschluss erscheinen diese Schichtglieder daher dreimal repetiert.

Das beste QS-Profil der Val di Campo kann am nördlicheren Bach der Canali di Bovarina aufgenommen werden (Koord. 710.700/157.250 bis 710.550/157.350). Über mitteltriadischer Rauhwacke und verschupptem Lias folgen dort abwechslungsweise 50–60 m Quarzite und grüne sowie graue bis schwarze Schiefer, während der obere Teil der QS aus 25 m grünen Albit(?)-Chloritschiefern aufgebaut wird, die mit gelb anwitternden Dolomitlagen wechsellagern. Auffallend an diesem Profil ist der grosse Prozentsatz grauer bis grauschwarzer Gesteine, welche vor allem von Disthen-Chloritoidschiefern gebildet werden.

QS-Profile der Piora-Mulde zwischen Passo del Sole und Frodalera–Brönich können nur verstanden werden, wenn wir uns den strukturellen Aufbau dieser Mulde vor Augen halten. Nach B. CHADWICK (1965, Fig. 18) bilden die QS zwischen Passo del Sole und Selva Secca den Kern einer wenig tiefgreifenden Synklinale (vgl. Fig. 6). Diese Synklinale ist so weit erodiert worden, dass heute nur noch der untere Teil der QS in Aufschlüssen angetroffen werden kann. Südlich der Selva Secca und weiterhin gegen Osten zu tritt dann im Kern dieser Synklinale auch der untere Lias auf. Bei Frodalera kann deshalb eine vollständige QS-Schichtreihe studiert werden, sofern die Aufschlussverhältnisse günstig sind (vgl. Fig. 6). Östlich Brönich taucht diese Synklinale gegen E zu ab; im Kern der Synklinale ist nur noch der untere Lias aufgeschlossen. Dafür bilden hier die QS den Sattel der nächst südlicher an-

schliessenden Antiklinale, die von der heutigen Erdoberfläche so angeschnitten wird, dass erst die höchsten Teile der QS aufgeschlossen angetroffen werden können (vgl. Fig. 6).

Ein schönes Profil durch die QS der östlichen Piora-Mulde hat der Ri di Lareccio direkt unterhalb des Lago dei Canali geschaffen. Wie oben ausgeführt wurde, kann hier nur der untere Teil der QS studiert werden. Nördlich der Lucomagno-Decke und einer 2–3 m mächtigen carbonatischen Mitteltrias bei Koord. 703.775/154.275/2145 werden die QS von weissen und grünlichen Quarziten aufgebaut, wechsellagernd mit grünen und graublauen Glimmerschiefern, Disthenschiefern und Hornblendegarbenschiefern.

Bei Frodalera bilden die QS zwar eine vollständige Schichtfolge von der liegenden Mitteltrias bis zum hangenden unteren Lias, doch sind die Aufschlüsse nicht zusammenhängend. Im unteren Teil der QS treten neben disthen- und granatführenden Glimmerschiefern z. T. mächtige Quarzite auf (beim Starkstrommast bei der südlichsten Hütte sowie als lose Blöcke im Tälchen westlich vom *F* des Wortes Frodalera auf der Landeskarte 1:25000, Blatt 1252 Ambri–Piotta). Im höheren Teil der QS von Frodalera treten hauptsächlich disthen- und granatführende Glimmerschiefer und Hornblendegarbenschiefer sowie untergeordnet einige Quarzite auf. Im Grenzbereich Trias–Lias kann ein normalstratigraphischer Übergang festgestellt werden; hier treten z. T. staurolithführende Glimmerschiefer auf, worauf schon L. Bosshard (1929, S. 125) hingewiesen hat.

Sehr viel schöner als bei Frodalera kann der Übergangsbereich Trias–Lias östlich Brönich studiert werden.

Südlich, d. h. stratigraphisch oben: Schwarze Granat-Staurolithschiefer des unteren Lias, einen Überhang unterhalb eines kleinen Wegleins bildend (Koord. 707.650/153.950/1760). Übergehend in

(1)	1,5 m	helle Granat-Staurolithschiefer.
(2)	1,5 m	weisser Quarzit.
(3)	5–6 m	graugrüne bis graublaue disthenführende Glimmerschiefer mit gelb anwitternden Dolomitlagen.
(4)	2–3(?) m	graubraune Granat-Staurolithschiefer.
(5)	4–6 m	wie (3) aber ohne makroskopisch sichtbaren Disthen.
(6)	2 m	Granat-Glimmerschiefer.
(7)	1,5–2 m	weisser Quarzit.

Nördlich, d. h. stratigraphisch oben: Schwarze Granat-Staurolithschiefer des unteren Lias.

Die hier eine Antiklinale bildenden obersten Teile der QS (vgl. Fig. 6) weist einen symmetrischen Bau auf. An der Grenze Trias–Lias treten Staurolithschiefer auf, häufig begleitet von einem 1–2 m mächtigen Quarzit. Im Liegenden können bis zum Kern der Antiklinale stellenweise maximal 15–20 m disthen-, hornblende- und granatführende Glimmerschiefer auftreten, besonders schön z. B. in der Wand südlich des Starkstrommastes bei Pt. 1778 südöstlich Brönich.

Tabelle 2: *Gliederung und Benennung der Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes*

Alb. Heim 1891	W. van Holst 1913	L. Bosshard 1925	A. Gansser & E. Dal Vesco 1964	A. Baumer 1964	M. Frey 1969
Teil der Bündnerschiefer	Quartenschiefer	untere Bündnerschiefer = Quartenschiefer	Frodalera-Serie		metamorphe Obere Tonschiefer
				phyllitisch-quarzitische QS	
				phyllitisch-dolomitisch-quarzitische QS	metamorphe Grobdetritische Schichten
				phyllitisch-dolomitische QS	
ganzes Lukmanier-Gebiet	Scopi-Mulde	östliche Piora-Mulde	Piora-Mulde	ganzes Lukmanier-Gebiet	

b) *Gliederung*

In Fig. 7 sind alle im Text erwähnten oder beschriebenen QS-Profile des Lukmanier-Gebietes dargestellt. Aus ihnen geht klar eine Zweiteilung der QS hervor: Quarzite und Schiefer im unteren, nur Schiefer im oberen Teil der QS. Die QS des Lukmanier-Gebietes weisen also die gleiche Gliederung auf wie diejenigen der östlichen Urseren-Zone und des Ostendes des Gotthardmassivs. Tab. 2 stellt einander die von früheren Autoren und die von uns gebrauchte Gliederung der QS des Lukmanier-Gebietes gegenüber.

Der von A. Gansser & E. Dal Vesco (1964, S. 620) neu eingeführte Name «Frodalera-Serie» für die QS des Piora-Gebietes scheint überflüssig, da die QS des Lukmanier-Gebietes lithostratigraphisch direkt mit den QS der Glarner Alpen verglichen werden können.

Aus Tab. 2 geht hervor, dass die von A. Baumer (1964) durchgeführte Gliederung der QS unvollständig ist, da er die quarzitfreien höchsten Teile der QS nicht erwähnt. A. Baumers Gliederung stützt sich auf Profilaufnahmen der Val di Campo, in denen entweder nur die Basis oder QS aufgeschlossen ist oder die QS mit Lias verschuppt erscheinen. Immerhin hätten die von A. Baumer (S. 39) erwähnten 28 m grünen, quarzitfreien «Phyllite» (Schichtglied 8) der QS einen Hinweis auf die Existenz der metamorphen Oberen Tonschiefer sein können.

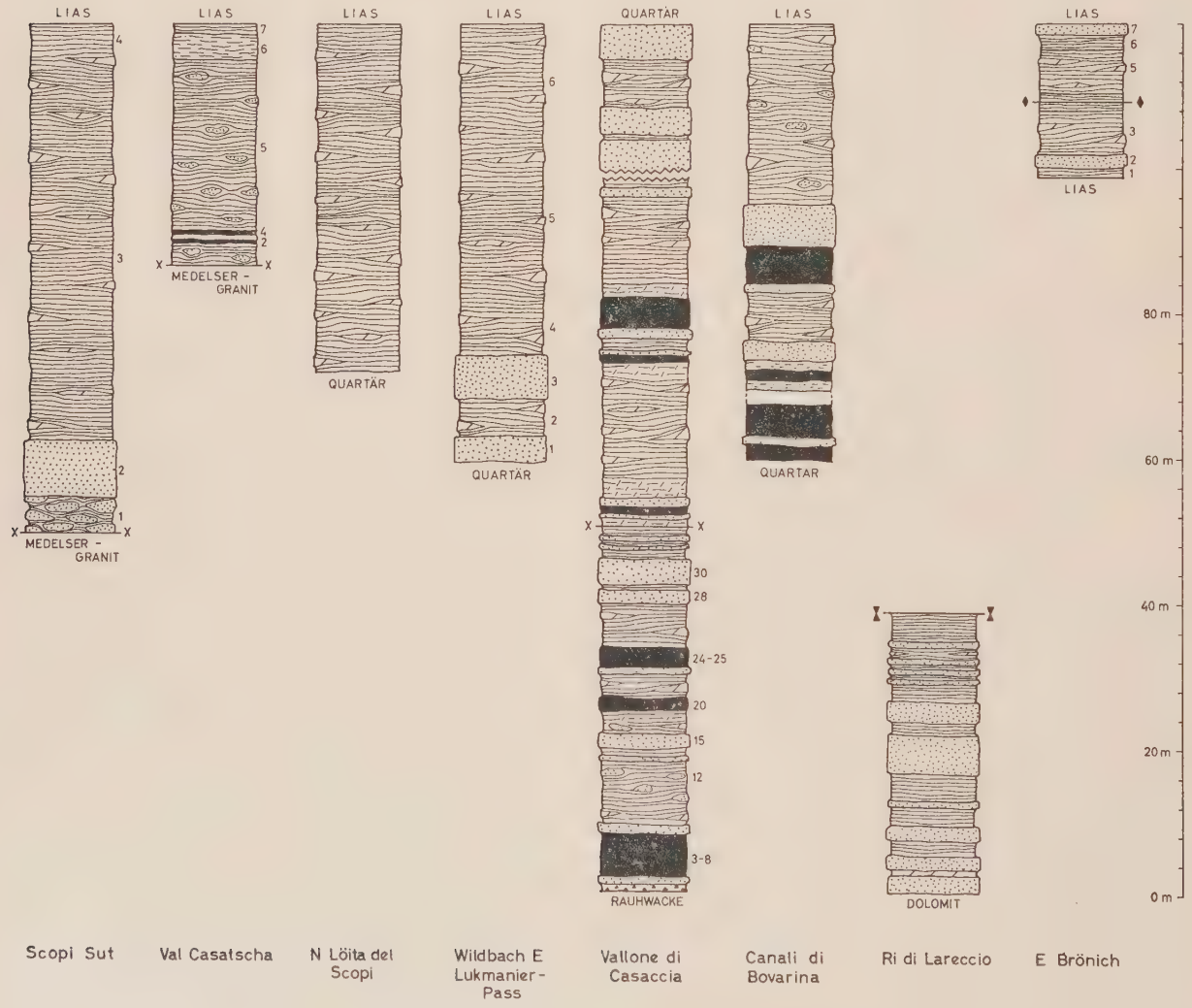


Fig. 7: Lithologische Quartenschiefer-Profile des Lukmanier-Gebietes. Die Zahlenangaben entsprechen den Schichtglieder-Numerierungen derjenigen Profile, welche im Text (S. 21–25) beschrieben sind.

3. Metamorphe Grobdetritische Schichten

Die Grobdetritischen Schichten des Lukmanier-Gebietes werden von folgenden Gesteinen aufgebaut: Weisse, grüne, braune dolomitische und selten graue Quarzite, die sowohl Hell- als auch Dunkelglimmer führen können; grüne bis graugrüne, seltener graue bis schwarze Schiefer mit vielfältigen metamorphen Mineralneubildungen sowie Quarzknauern und Dolomitlagen; geringmächtige Dolomite und Dolomitschiefer. Auf die Frage, ob die grau und schwarz gefärbten Gesteine tatsächlich als QS zu betrachten sind, wurde auf S. 19 eingegangen.

Die dolomitischen Einschaltungen nehmen nach A. Baumer (1964, S. 35) gegen oben stark ab; diese Beobachtung trifft z.B. für das Casaccia-Profil zu (siehe S. 23), aber in den metamorphen Oberen Tonschiefern an der neuen Lukmanierstrasse sind Dolomitlagen sehr häufig (vgl. Fig. 5).

Der Übergangsbereich carbonatische Mitteltrias/QS ist im Lukmanier-Gebiet selten gut aufgeschlossen. Nach L. Bosshard (1925, S. 117) wechselt zwar an der Grenze Dolomit/QS der Sedimentationscharakter nur allmählich. Nach demselben Autor (S. 116) ist aber für die obere Grenze des Dolomites eine Dislokationsbreccie charakteristisch, «die im dolomitischen Bindemittel Stücke des darüberliegenden Quartenschiefers enthält». Diese Beobachtung konnte im Casaccia-Profil bestätigt werden (siehe S. 23). Die Frage, ob von der carbonatischen Mitteltrias zu den QS ein normalstratigraphischer Übergang besteht oder nicht, muss noch offengelassen werden.

Eine Mächtigkeit für die metamorphen Grobdetritischen Schichten des Lukmanier-Gebietes anzugeben fällt schwer. Im Nordschenkel der Scopi-Mulde fehlen sie oder grenzen mit tektonischem Kontakt ans Kristallin des Gotthardmassivs. In der östlichen Piora-Mulde sind die Unter- und Obergrenze der metamorphen Grobdetritischen Schichten nur im Gebiet von Frodalera vorhanden (vgl. Fig. 6). Bei Frodalera selbst kann die heutige Mächtigkeit der metamorphen Grobdetritischen Schichten auf ca. 40 m geschätzt werden. Im Casaccia-Profil sind sie über 100 m mächtig. Wie gezeigt werden konnte (siehe S. 23 und Fig. 7), liegt in diesem Profil aber eine Verdoppelung der Schichtreihe vor, und weitere tektonisch bedingte Wiederholungen sind im oberen Profilteil wahrscheinlich. Die ursprüngliche Mächtigkeit der metamorphen Grobdetritischen Schichten dürfte hier 30–50 m betragen haben.

4. Metamorphe Obere Tonschiefer

Die metamorphen Oberen Tonschiefer des Lukmanier-Gebietes bestehen hauptsächlich aus grünen und graugrünen Schiefern mit über 50 verschiedenen Mineralparagenesen (siehe Tab. 47, S. 142). Im Gebiet von Frodalera–Brönich tritt im oberen Teil häufig ein Quarzit auf.

Dolomitlagen (Fig. 5) und -linsen sind überaus häufig. Die metamorphen Oberen Tonschiefer gehen in allen Profilen normalstratigraphisch in die schwarzen Schiefer des unteren Lias über. Im Gebiet von Frodalera–Brönich und bei Camperio treten an der Grenze Trias/Lias staurolithführende QS auf.

Eine Rekonstruktion der primären Mächtigkeit der metamorphen Oberen Tonschiefer des Lukmanier-Gebietes muss sowohl tektonisch bedingte Repetitionen durch Faltung und Schuppenbildung berücksichtigen als auch die damit verbundene Dehnung der inkompetenten Schichtglieder. Zieht man diese komplizierenden Tatsachen in Betracht, so kann man die Mächtigkeit der metamorphen Oberen Tonschiefer auf ungefähr 30 m schätzen.

E. Rekonstruktion eines abgewickelten Faziesprofiles der Quartenschiefer

Nachdem in den Teilgebieten A bis D der Fig. 1 (S. 9) eine lithostratigraphische Gliederung der QS durchgeführt werden konnte, soll im folgenden versucht werden, ein abgewickeltes Faziesprofil der QS des Untersuchungsgebietes zu rekonstruieren.

Für die QS der Glarner Alpen (Teilgebiet A in Fig. 1) hat R. Brunnschweiler, 1948, Taf. V) ein Raum-Zeit-Diagramm angegeben. Da dessen Gültigkeit weitgehend bestätigt werden konnte, wird hierauf nicht weiter eingegangen.

Ein wichtiges Problem bei der Rekonstruktion eines abgewickelten Faziesprofiles der QS vom Autochthon des östlichen Aarmassivs bis zum Lukmanier-Gebiet stellt die gegenseitige paläogeographische Stellung der östlichen Urseren-Zone (Teilgebiet B in Fig. 1) und der helvetischen Decken der Glarner Alpen dar. Das Mesozoikum der östlichen Urseren-Zone zeigt die faziell grössten Analogien zur Axen-Decke der Glarner Alpen (E. Niggli, 1944, S. 230). Nach R. Trümpy (1963) wurzeln alle helvetischen Decken der Ostschweiz im Tavetscher Zwischenmassiv, d. h. also nördlich der Urseren-Zone. Ein Vergleich der lithostratigraphischen Abfolge der QS bestätigt die Ansichten von E. Niggli und R. Trümpy. Denn eine gleiche Gliederung wie die QS der östlichen Urseren-Zone in epimetamorphe Grobdetritische Schichten im Liegenden und epimetamorphe Obere Tonschiefer im Hangenden zeigen in den Glarner Alpen nur die QS-Vorkommen in den südlichen Teilen der Axen-Decke.

Im Lukmanier-Querprofil klafft zwischen den QS-Vorkommen der östlichen Urseren-Zone (Teilgebiet B in Fig. 1) und denjenigen des Lukmanier-Gebietes (Teilgebiet D in Fig. 1) eine Lücke, bedingt durch die tertiäre Aufwölbung des Gotthardmassivs und gleichzeitige Erosion seiner restlichen «autochthonen» Sedimenthülle. Die QS am Ostende des Gotthardmassivs (Teilgebiet C in Fig. 1) bilden aber sowohl vom geographischen als auch vom tektonischen Standpunkt aus das fehlende Bindeglied zwischen den QS-Vorkommen der Teilgebiete B und D. Nach E. Niggli (1967, S. 782) sind zwar die Zusammenhänge der Zone von Obersaxen mit der Urseren-Zone noch nicht restlos geklärt, doch steht die Trias beider Gebiete im grossen und ganzen in normalstratigraphischem Verband mit dem Gotthardmassiv (P. Niggli & W. Staub, 1914, S. 68; E. Niggli, 1944, S. 282); immerhin sind sowohl von Obersaxen (L. E. Wyssling, 1950, S. 91; E. Niggli, mündl. Mitt. 1968) als auch aus der östlichen Urseren-Zone (z. B. bei Curaglia) Verschuppungen innerhalb der Trias bekannt. Das gleiche gilt auch für die übrigen QS-Vorkommen am Ostende des Gotthardmassivs (W. Jung, 1963; J. D. Frey, 1967) und diejenigen des Lukmanier-Gebietes (B. Chadwick, 1965).

Das räumliche Nebeneinander der QS-Vorkommen der verschiedenen Teilgebiete in einem abgewickelten Faziesprofil darf daher als einigermassen gesichert gelten. Schwieriger fällt es, absolute Distanzen der ursprünglichen Faziesräume anzugeben.

Bei der Berechnung der ursprünglichen Breite eines Ablagerungsraumes wurde bis heute nur die seitliche Einengung während des Zusammenschubes berücksichtigt. Nach J. Cadisch (1953, S. 287)

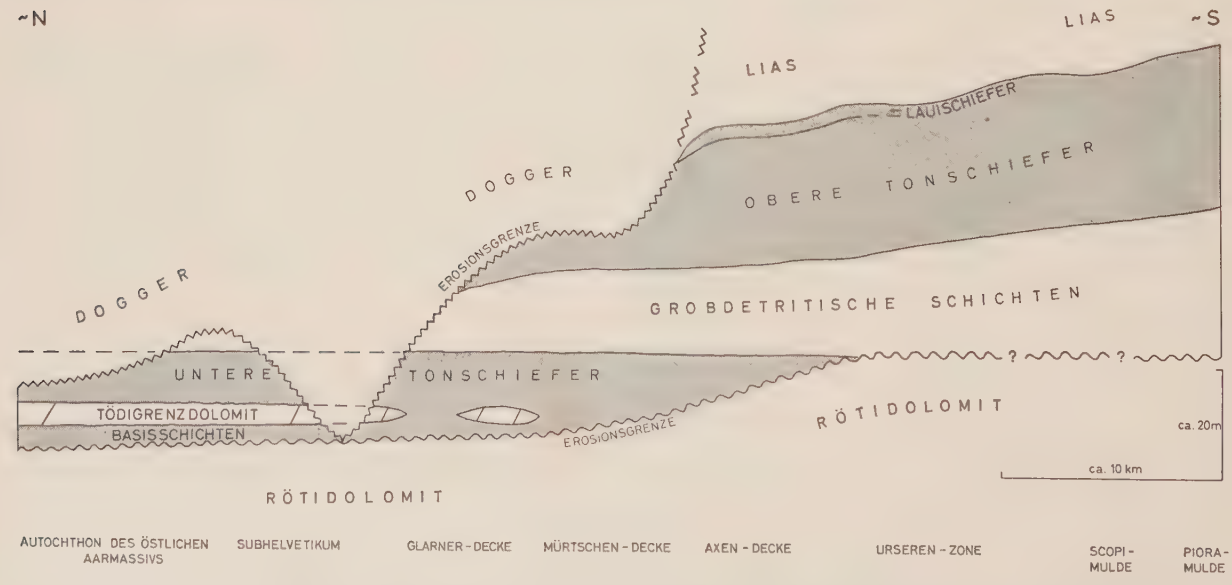


Fig. 8: Stark schematisiertes abgewickeltes Faziesprofil der Quartenschiefer zwischen östlichem Aarmassiv und Lukmanier-Gebiet. Zusammengestellt aus über 100 Detailprofilen, hauptsächlich nach R. Brunnschweiler (1948) und eigenen Aufnahmen.

beträgt der Einengungsbetrag für die helvetischen Decken etwa 50%, für das Penninikum sogar 75–85%. H. G. WUNDERLICH (1966, Abb. 25) gibt für das Gebiet zwischen Walensee und Lukmanier-Gebiet im einzelnen folgende Werte für den Zusammenschub: Helvetische Decken der Glarner Alpen = 30–50%; Autochthon des östlichen Aarmassivs = 50–70%; Urseren-Zone = 65%; Lukmanier-Gebiet = 60–70%. Unberücksichtigt blieben aber bis heute bei der Konstruktion von Faziesprofilen die z. T. beträchtlichen Dehnungsbeträge, worauf W. K. NABHOLZ & G. VOLL (1963, S. 793ff.) hingewiesen haben. Für die Berechnung der Dehnungsbeträge eignen sich vorzüglich Reduktionsflecken im Verrucano und in den QS. Aus den Beobachtungen von W. K. NABHOLZ & G. VOLL (loc. cit.), R. HUBER (1964, Fig. 12f), W. RYF (1965, Fig. 20) und H. KÜHN (1966, S. 111) kann geschlossen werden, dass die Dehnungsbeträge von Norden nach Süden zunehmen; und zwar erscheinen die Reduktionsellipsoide im Norden der Glarner Alpen etwa zweifach gelängt, während bei Ilanz Tonschieferfetzen auf das Sechsfache der Ausgangslänge gedehnt sind. Für das Lukmanier-Gebiet muss mit mindestens so grossen Dehnungsbeträgen wie für Ilanz gerechnet werden.

Unter Berücksichtigung der Einengungs- und Dehnungsbeträge und unter Verwendung von über 100 Detailprofilen ist in Fig. 8 ein stark vereinfachtes abgewickeltes Faziesprofil der QS zwischen dem Autochthon des östlichen Aarmassivs und dem Lukmanier-Gebiet dargestellt. Die Darstellungsweise in Fig. 8 enthält die Annahme der Isochronie der einzelnen Horizonte der QS. Auf die Begründung dieser Annahme wird in Teil III (S. 84) eingegangen (siehe dazu auch M. FREY, 1968).

F. Zusammenfassung der feldgeologischen Beobachtungen

Folgende feldgeologische Beobachtungen sind für das Verständnis der Altersfrage, der Bildungsbedingungen und der Metamorphose der QS von Bedeutung:

- Die QS lassen sich als lithostratigraphische Einheit vom schwach metamorphen Bereich der nördlichen Glarner Alpen bis in die Mesozone des Lukmanier-Gebietes verfolgen.
- Charakteristisch für die QS ist ihre Vergesellschaftung von ehemals tonig-mergeligem Material mit Dolomitlagen und -knollen.
- Verschiedene Hinweise deuten darauf hin, dass die Untergrenze der QS eine Erosionsgrenze darstellt.
- Wo die QS vollständig vorhanden sind, bilden sie einen normalstratigraphischen Übergang zum hangenden Lias.
- Von Norden nach Süden kann ein Farbwechsel der roten zu violetten bis blauschwarzen QS festgestellt werden. Mit einsetzender Chloritoidbildung findet der Farbumschlag von den violetten bis blauschwarzen QS zu grünen QS statt.
- In der östlichen Urseren-Zone tritt Chloritoid bevorzugt im obersten Teil der QS auf sowie im Grenzbereich Trias–Lias.
- In der Piora-Mulde kommt Staurolith ebenfalls bevorzugt im Grenzbereich Trias–Lias vor.
- Trotz der im grossen und ganzen gleichen Ausbildungsweise der QS im ganzen Untersuchungsgebiet können schon im Felde sedimentäre Faziesunterschiede beobachtet werden. So tritt z. B. Chloritoid in den QS am Ostende des Gotthardmassivs und in der Scopi-Mulde nur selten auf, während dieses Mineral in den QS der östlichen Urseren-Zone weit verbreitet ist.

Bemerkungen zum weiteren Aufbau der Arbeit: Man würde vielleicht erwarten, dass im folgenden ein Vergleich der QS mit dem Keuper des Jura durchgeführt wird. Da aber zu einem solchen Vergleich auch mineralogische Kriterien herangezogen werden können (vgl. Teil III), ist es sinnvoll, zunächst auf die Mineralogie des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet einzutreten.

Mineralogie und Geochemie des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet

Für die mineralogische und geochemische Untersuchung der QS wurden vier verschiedene Profile des schwach- bis epimetamorphen Bereichs herausgegriffen. Zum Vergleich wurde der unmetamorphe Keuper der Erdölbohrung Lindau untersucht sowie ergänzende Untersuchungen am Keuper-Profil von Frick im Tafeljura (T. PETERS, 1964) vorgenommen. Im epi- bis mesometamorphen Bereich des Lukmanier-Gebietes dienten 10 sorgfältig ausgewählte Proben als Untersuchungsmaterial. Fig. 9 zeigt die geographische und tektonische Lage der verschiedenen untersuchten Profile und Einzelproben bezüglich der Mineralzonen der alpidischen Metamorphose nach E. NIGGLI (1960).

Die Proben der Keuper-Profile von Frick, Lindau, Quarten, Lauifurkel, Limmernboden und Garvera wurden hauptsächlich mit tonmineralogischen Methoden untersucht, während von den 10 Einzelproben des Lukmanier-Gebietes die Hauptmineralien separiert wurden, um deren optische und chemische Eigenschaften zu bestimmen.

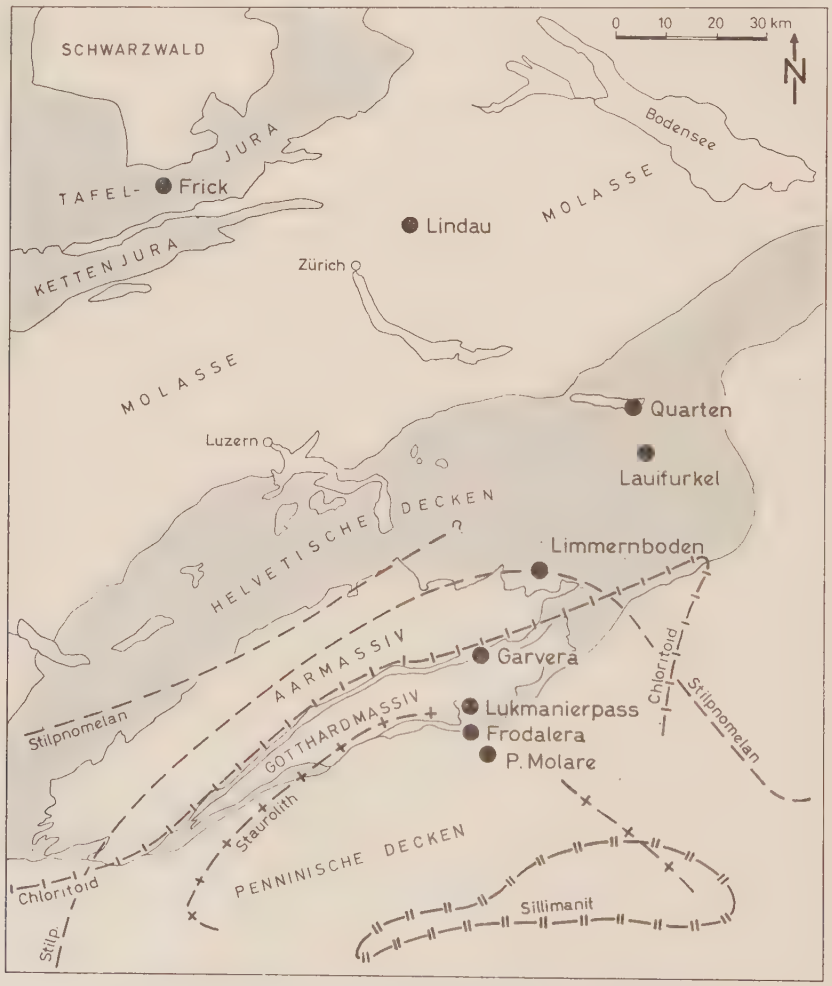


Fig. 9: Lage der untersuchten Keuper-Profile und -Einzelproben.

A. Tonmineralogische Untersuchungsmethoden

1. Aufbereitung

Sämtliche Proben wurden einheitlich während 6 Stunden in einer Achatmühle gemahlen, da die QS der Glarner Alpen und der Urseren-Zone den üblichen Dispergierungsmethoden widerstanden. Auf Korngrössenanalysen musste dann natürlich verzichtet werden. In Atterbergzylindern fand die Abtrennung der Fraktion $<2\mu$ statt. Der kleine Quarzgehalt der so gewonnenen Fraktion $<2\mu$ zeigte dabei, dass diese Fraktion tatsächlich als Tonfraktion der Gesamtprobe betrachtet werden kann und kaum durch den Mahlprozess beeinflusst wurde.

Die unmetamorphen Proben von Frick und Lindau wurden mit Calcium-Chlorid-Lösung behandelt, um Tonmineralien mit Basenaustausch mit Ca^{2+} abzusättigen.

Eine Entfernung des Hämatits nach der von B. D. MITCHELL & R. C. MACKENZIE (1954) angegebenen Methode erwies sich vor allem für die QS der Glarner Alpen als nützlich, weil damit die Tonmineral-Reflexe viel besser erkennbar wurden. Eine Veränderung der Tonmineralien nach der Behandlung konnte dabei nicht festgestellt werden.

2. Röntgenanalyse

Ein Philips-Röntgendiffraktometer (Cu K_α-Strahlung bei 40 kV und 22 mA) diente zur Identifizierung der Tonmineralien anhand der Basisreflexe. Orientierte Präparate erhielten wir durch Sedimentation einer Tonsuspension auf Glasplättchen. Von der Fraktion $<2\mu$ jeder Probe wurden je eine luftgetrocknete, eine mit Glycerin bzw. Äthylenglykol abgesättigte und eine während 1 Stunde bei 550 °C gebrannte Aufnahme hergestellt.

Mit einer Guinier-Kamera nach v. Wolff erhielten wir von orientierten Präparaten die Nichtbasis-Reflexe der Tonmineralien. Diese Kamera wurde vor allem zur Unterscheidung von dioktaëdrischen und trioktaëdrischen Mineralien verwendet.

3. Bestimmung der Mineralgehalte

Der Carbonatgehalt der Gesamtproben wurde mit dem Apparat nach Passon und diffraktometrisch mittels drehendem Probehalter bestimmt. Carbonatgehalte $<5\%$ wurden zusätzlich komplexometrisch ermittelt. Die quantitative Quarz- und Feldspatbestimmung erfolgte mit einem Philips-Diffraktometer mit drehendem Probenträger und LiF als internem Standard (T. PETERS, 1965).

Die prozentualen Tonmineralgehalte wurden anhand der Basisreflexe der Diffraktogramme ermittelt (W. D. JOHNS et al., 1954); die erhaltenen Resultate überprüften wir mit Guinier-Aufnahmen, wobei Eichmischungen mit LiF als internem Standard verwendet wurden.

4. Bestimmung der Illit-Modifikationen und der Illit-Kristallinität

Der Anteil der Illit-Modifikationen wurde semiquantitativ nach der Methode von D. T. MAXWELL & J. HOWER (1967) bestimmt. Dabei gibt das Intensitätsverhältnis der «peaks» 2,80 Å/2,58 Å an der von Chlorit befreiten Fraktion $<2\mu$ einer Probe Auskunft über die Anteile der Illit-Modifikationen 2M und 1Md. Nach den genannten Autoren beträgt die untere Nachweisgrenze für 2M-Illit ca. 25%. Bei unseren Bestimmungen konnten aber 2M-Illitgehalte bis zu 8% noch nachgewiesen werden.

Bei der Bestimmung des Kristallinitätsgrades des Illits folgten wir der Methode von B. KUBLER (1967 *a*). Dabei wird die «peak»-Breite des 10Å-Basisreflexes, gemessen auf halber «peak»-Höhe, als Mass für den Kristallinitätsgrad des Illits verwendet. Die Messwerte an eigenen Proben wurden mit Standardproben geeicht, die mir Prof. Dr. B. Kubler freundlicherweise zur Verfügung stellte.

5. Optische Untersuchungen

Neben den normalen mirkroskopischen Untersuchungen von Dünnschliffen und Pulverpräparaten leistete das Phasenkontrastmikroskop bei sehr feinen Korngrössen gute Dienste. Die Lichtbrechungen wurden bei Na_D-Licht mit dem Flüssigkeitssatz von Cargille (USA) bestimmt; zur Kontrolle der Flüssigkeiten diente ein Jelley-Refraktometer.

6. Chemische Analysen

Wir folgten weitgehend der Methode der sogenannten «Rapid Analyses» (M. Weibel 1961). K_2O und Na_2O wurden flammphotometrisch, SiO_2, Fe_2O_3, TiO_2, P_2O_5 und MnO kolorimetrisch, Al_2O_3, CaO und MgO komplexometrisch bestimmt. Die H_2O-Bestimmung erfolgte im Penfield-Rohr; FeO wurde nach einem Aufschluss in sauerstofffreier Atmosphäre titrimetrisch, CO_2 sowohl gravimetrisch als auch volumimetrisch bestimmt. Jedes Element wurde doppelt bestimmt. Die Analysen wurden im Geochemischen Labor unter Leitung von Herrn Prof. Dr. T. Hügi ausgeführt. Im genannten Labor befindet sich eine maschinenschriftliche Vervielfältigung, die ausführlich über die angewandten Analysenvorschriften Auskunft gibt.

Weitere Untersuchungsmethoden werden auf S. 55 beschrieben.

B. Das Keuper-Profil von Frick (Schweizer Tafeljura)

Dieses Profil ist von T. Peters (1964) eingehend mit tonmineralogischen Methoden untersucht worden. Eigene, ergänzende Untersuchungen betrafen hauptsächlich die Kristallinität und Modifikation des Illits. Da sich bei der Identifikation der Mineralien von Frick dieselben Probleme stellten wie beim Keuper-Profil der Erdölbohrung Lindau, wird hier nicht darauf eingegangen, sondern auf den nächsten Abschnitt verwiesen.

Die lithologische und stratigraphische Schichtabfolge sowie die Untersuchungsergebnisse sind aus Fig. 10 ersichtlich.

1. Mineralbestand

Illit: Dioktaëdrischer Illit ist das wichtigste Tonmineral in den Mergeln und Tonen des Mittleren Keupers. In den Keuper-Schichten unterhalb des Gansingerdolomites ist der Illit der Fraktion $<2\mu$ relativ gut kristallisiert, doch schwankt der Kristallinitätsgrad von Schicht zu Schicht stark. In der Tonfraktion des unteren Mittelkeupers treten die beiden Illit-Modifikationen $2M_1$ und 1Md auf. Dabei nimmt der Anteil der 1Md-Modifikation vom Liegenden zum Hangenden zu (vgl. Fig. 10).

Illit/Montmorillonit in unregelmässiger Wechsellagerung: Der «Illit» der Keuper-Proben über dem Gansingerdolomit ist schlechter kristallisiert als der Illit des unteren Mittelkeupers. Dabei nimmt der Kristallinitätsgrad über dem Gansingerdolomit gegen oben hin ab. Es konnte nur noch die Modifikation 1Md nachgewiesen werden. In den lufttrockenen Präparaten ist der (002)-Reflex in Richtung höherer d-Werte ausgeschmiert. Da nach einer Behandlung mit Glycerin keine Verschiebung des Basisreflexes auftritt, schloss T. Peters (1964, S. 566) eine Wechsellagerung von Illit- mit Montmorillonitschichten aus. Nach einer Absättigung mit Äthylenglykol bildete sich aber neben dem 10 Å-Reflex eine Schulter gegen höhere d-Werte aus, die bei Probe 111 den höchsten Wert von 11,9 Å erreichte. Nach D.M.C. MacEwan et al. (1961, Fig. XI.17) spricht dies für Illit/Montmorillonit in unregelmässiger Wechsellagerung mit etwa 20% quellfähigen Schichten.

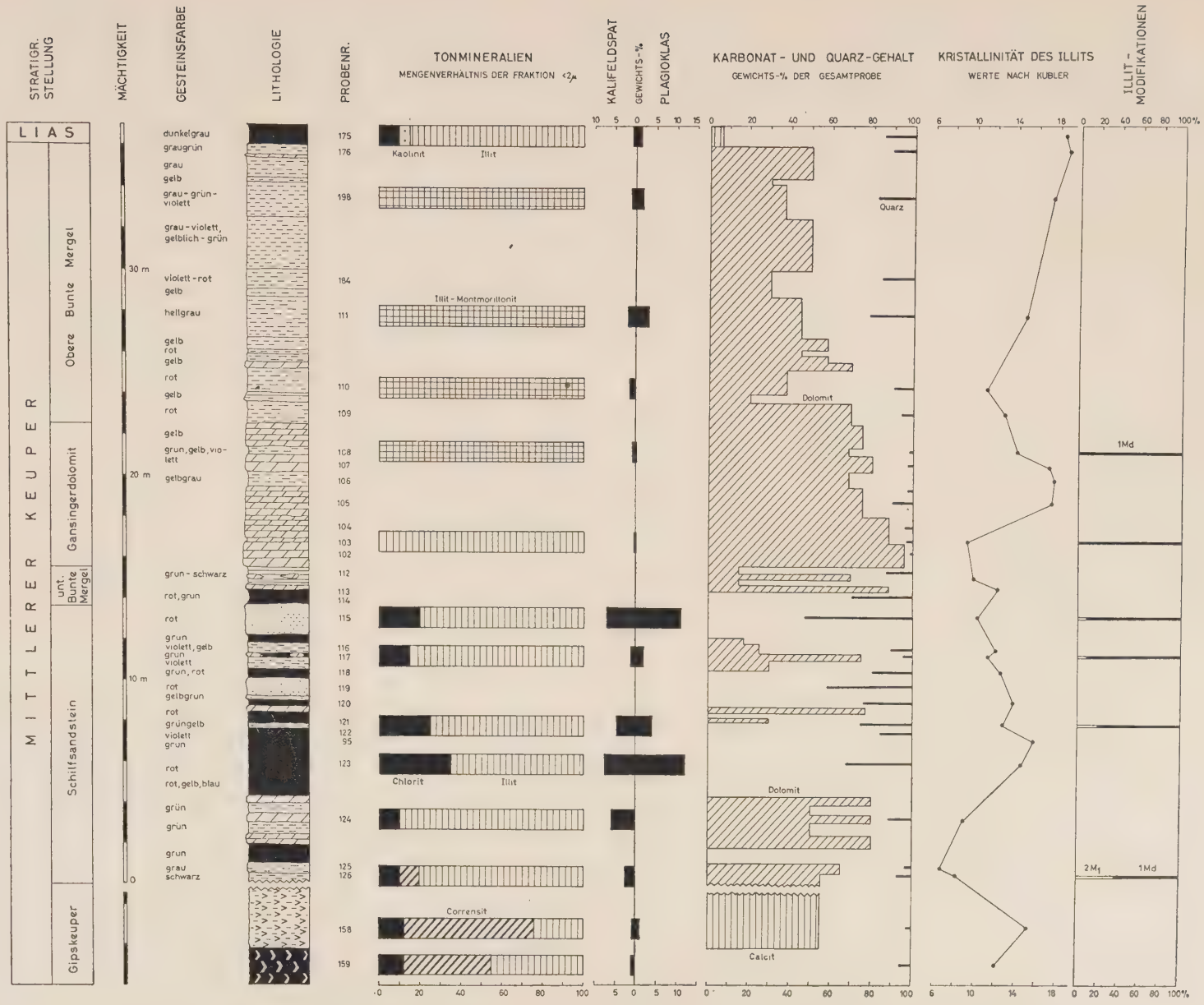


Fig. 10: Tonmineralogische Ergebnisse des Keuper-Profils von Frick. Nach T. PETERS (1964), ergänzt durch eigene Untersuchungen.

Chlorit: Der Chloritgehalt der Keuper-Proben von Frick ist für eine genauere Speziesbestimmung zu gering. T. PETERS (1964, S. 568) vermutet die Varietät Diabantit. Bemerkenswerterweise ist Chlorit nur in den Proben unterhalb des Gansingerdolomites nachweisbar. Der Chlorit ist immer gut kristallisiert, und zwar unabhängig vom Kristallinitätsgrad des begleitenden Illits.

«*Corrensit*» (Chlorit/Vermiculit? in regelmässiger Wechsellagerung nach T. PETERS, 1964, S. 568) tritt nur im Gipskeuper auf. Auf das Problem der Benennung dieses «mixed-layer»-Minerals wird im nächsten Abschnitt (S. 38) eingegangen.

Kaolinit: Im Keuper von Frick konnte nirgends Kaolinit festgestellt werden, doch tritt gut geordneter Kaolinit sofort mit Beginn des Lias auf.

Quarz liess sich in allen Proben röntgenographisch nachweisen.

Feldspäte: Feldspäte finden sich vor allem im Schilfsandstein-Bereich. Die Hauptmenge des Kalifeldspates besitzt eine hohe Triklinität. Die Plagioklase liessen sich als Albit bestimmen.

Hämatit verursacht die Rotfärbung der bunten Mergel und Tone des Keupers. Auf *Goethit* ist die gelbbraune Farbe vieler Proben zurückzuführen.

Carbonate: Dolomit ist das dominierende Carbonat des Keupers. Im Gipskeuper sowie im Lias ist Calcit vorherrschend.

Gips: Ausser im Gipskeuper, wo Gips schon makroskopisch auftritt, konnte dieses Mineral röntgenographisch in vielen Keuper-Proben in kleinen Mengen nachgewiesen werden.

Akzessorisch treten auf: Anatas, Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit, Baryt und sehr selten Granat. In den gröberen Fraktionen kommen zusätzlich Muskovit, Biotit und Chlorit vor.

Tabelle 3: *Mineralogische Zusammensetzung einiger Gesamtgesteinsproben des Keuper-Profils von Frick (in Gewichtsprozenten)*

Probenummer	stratigraphische Stellung	Illit	Illit/Montm.	Chlorit	«Corrensit»	Kaolinit	Quarz	Kalifeldspat	Albit	Dolomit	Calcit	Gips	Hämatit	Goethit
175	Lias	—	60–65	5–10	—	5	13	1	1	—	5	—	—	—
198	Obere Bunte Mergel	—	35	—	—	—	18	1½	1½	37	—	+	+?	—
111		—	25	—	—	—	21	2	3½	45	—	+	—	—
110		—	50	—	—	—	9	2	1½	34	—	+	+	—
108	Gansinger-dolomit	—	25	—	—	—	1½	1	< ½	69	—	+	+	—
103		< 5	—	—	—	—	9	½	< ½	85	—	+	+	+
115	Schilf-sandstein	20	—	5	—	—	52	7½	11	—	—	+	+	—
117		55–60	—	5–10	—	—	18	4½	6	—	—	+	—	—
121		55	—	5	—	—	24	4½	4	—	—	+	+	—
123		30	—	10–15	—	—	33	7½	12	—	—	+	+	—
124		25–30	—	< 5	—	—	12	3	—	50	—	+	—	—
126		20	—	< 5	< 5	—	7½	2	—	57	—	+	—	—
158	Gipskeuper	10	—	5	20	—	3	½	< ½	—	54	+	—	—
159		45–50	—	10–15	25–30	—	6	1	—	—	—	+	—	—

2. Mineralgehalte

In Tab. 3 sind die mineralogischen Zusammensetzungen einiger Gesamtgesteinsproben zusammengestellt.

Wie z. T. im Text schon früher erwähnt wurde, sind die Tonmineralien an einzelne lithostratigraphische Horizonte gebunden. Der Gipskeuper führt neben Illit und Chlorit als typisches Tonmineral «Corrensit». Der Schilfsandstein wird ausgezeichnet durch das starke Überwiegen von Illit neben wenig Chlorit. Der Gansingerdolomit nimmt in seiner Tonmineralführung eine Mittelstellung zwischen Liegendem und Hangendem ein. Die Oberen Bunten Mergel werden charakterisiert durch Illit/Montmorillonit in unregelmässiger Wechsellagerung; Chlorit konnte in diesem Horizont röntgenographisch nicht nachgewiesen werden. Im Lias tritt Kaolinit als typisches Tonmineral auf.

C. Das Keuper-Profil der Erdölbohrung Lindau

Im Zuge der Erdölexploration im schweizerischen Mittelland durchfuhren verschiedene Bohrungen den Keuper unter dem Molassebecken. Eines der schönsten Keuper-Profile wurde dabei in der Bohrung Lindau in etwa 2100–2200 m Tiefe erbohrt. Herr Dr. U. P. Büchi von der Schweizerischen Erdölforschungsgemeinschaft stellte mir in grosszügiger Weise Untersuchungsmaterial zur Verfügung.

Die lithologische und stratigraphische Schichtfolge sowie die Ergebnisse des untersuchten Profils sind aus Fig. 11 ersichtlich.

1. Mineralbestand

Illit: Illit wurde durch seine starken Basisreflexe bei 10 Å und 5 Å bestimmt, die sich nach einer Behandlung mit Glycerin bzw. Äthylenglykol nicht verschieben. Auf Grund des (060)-Reflexes, der bei den verschiedenen Proben der Fraktion $<2\mu$ bei 1,50 Å liegt, kann auf einen dioktaëdrischen Illit geschlossen werden. Der Kristallinitätsgrad ist relativ gut. Neben der Modifikation $2M_1$ überwiegt die Modifikation 1Md.

Die Tonfraktion der Proben L 17 und L 30 bestehen fast ausschliesslich aus Illit. Als Verunreinigungen konnten in der Probe L 17 festgestellt werden: Quarz (2%), Anatas (0,8%) und Hämatit ($^3/_4$%).

Tab. 4 zeigt die chemische Analyse der Illit-Fraktion der Probe L 17 im Vergleich zur Illit-Analyse der Probe Frick 108 nach T. Peters (1964, S. 567).

Im Vergleich mit idealem Muskovit sind die Abnahme des K-Gehaltes, die Zunahme des Si-Gehaltes und die hohen Fe- und Mg-Gehalte der beiden Illite erwähnenswert. Da beide Proben während der Aufbereitung mit Ca^{2+}-Ionen abgesättigt wurden, dürften die in den Analysen enthaltenen Ca-Gehalte teilweise als austauschbares Kation gebunden sein.

Nach J. Hower & C. Mowatt (1966, Fig. 7) kann aus dem Gehalt der Alkalien eines Illits auf den Prozentsatz quellbarer Schichten («expandable layers») geschlossen werden. Unter Vernachlässigung der Ca-Gehalte besitzen dann die Illite L 17 und Frick 108 ca. 5–10 bzw. 0–5% quellbare Schichten. Illit L 17 liegt demnach nahe der Grenze von Illit (bis 10% quellbare Schichten) zu Illit/Montmorillonit (>10% quellbare Schichten).

Illit/Montmorillonit in unregelmässiger Wechsellagerung: Wie im Keuper-Profil von Frick tritt auch im Profil der Bohrung Lindau im oberen Mittelkeuper ein Illit/Montmorillonit in unregelmässiger Wechsellagerung auf. Lufttrockene Präparate zeigen entweder einen breiten Basisreflex von 10–12 Å ohne deutliches Maximum (Fig. 12), oder es erscheint wie bei Probe L 14 neben dem 10 Å-Basisreflex von Illit noch ein zweites Maximum bei 8,2 Å. Nach einer Behandlung mit Glycerin er-

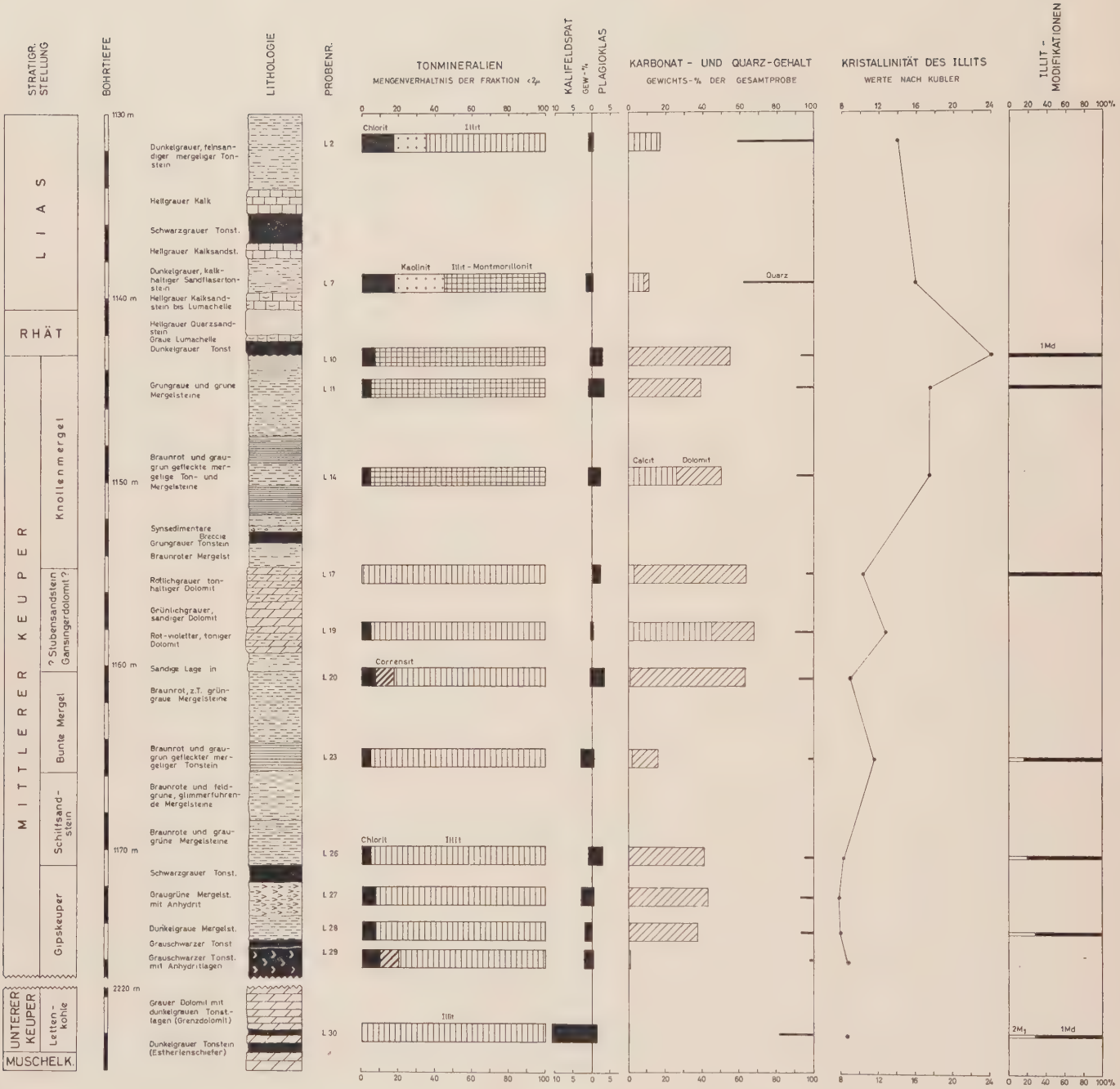


Fig. 11: Tonmineralogische Ergebnisse des Keuper-Profils der Bohrung Lindau.

(Beachte falsche Metrierung! Statt 1130 m usw. lies 2130 m usw.)

Tabelle 4: *Chemische Analyse der Illit-Fraktion der Probe L 17, Fraktion $<2\mu$. Zum Vergleich Illit-Analyse aus dem Keuper-Profil von Frick* (T. PETERS, 1964)

	Probe L 17		*Probe Frick 108*	
	Gew.-%	Korrigiert für Verunreinigungen	Gew.-%	Korrigiert für Verunreinigungen
SiO_2	53,4	51,4	47,45	46,6
Al_2O_3	20,1	20,1	24,95	24,8
Fe_2O_3	2,8	2,0	7,64	6,1
FeO	2,0	2,0		
MgO	4,6	4,6	3,18	3,18
CaO	0,45	0,45	0,85	0,85
Na_2O	0,42	0,42	0,53	0,52
K_2O	6,9	6,9	7,4	7,3
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02
TiO_2	0,79	—	0,72	—
P_2O_5	0,04	—	0,02	—
H_2O^-	3,3	—		
H_2O^+	5,6	5,6	6,56	6,56
	100,42		99,32	

Kationen/22 O			Kationen/22 O		
Si	7,32	8,00	Si	6,63	8,00
Al	0,68		Al	1,37	
Al	2,68	4,10	Al	2,77	4,09
Fe^{3+}	0,21		Fe^{3+}	0,65	
Fe^{2+}	0,24				
Mg	0,97		Mg	0,67	
K	1,25	1,44	K	1,32	1,59
Na	0,12		Na	0,14	
Ca	0,07		Ca	0,13	
H	5,32		H	6,21	

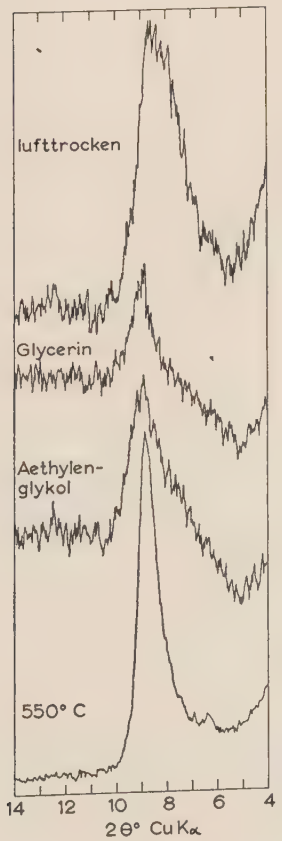


Fig. 12: Röntgendiagramme der Fraktion $<2\mu$ der Probe L 11 aus den Knollenmergeln der Bohrung Lindau mit einem unregelmässigen «mixed-layer» Illit/Montmorillonit.

scheint neben einem gut ausgebildeten 10Å-Reflex des Illits eine Schulter, die ihr Maximum je nach Probe bei etwa 11–13 Å besitzt; nach einer Behandlung mit Äthylenglykol ist diese Erscheinung noch deutlicher sichtbar (vgl. Fig. 12). Nach D.M.C. MacEwan et al. (1961, Fig. XI.17) deutet dies auf 20–30% quellbare Schichten hin. Nach einstündigem Brennen bei 550 °C fallen alle diese Reflexe mit dem 10Å-Basisreflex von Illit zusammen, was bedeutet, dass wir es hier mit einem «mixed-layer» Illit/Montmorillonit in unregelmässiger Wechsellagerung zu tun haben.

Es konnte nur die Modifikation 1Md festgestellt werden. Der Kristallinitätsgrad nimmt im Profil nach oben ab (vgl. Fig. 11).

Chlorit: Chlorit kann leicht an seinen Basisreflexen (001) bei 14,2 Å und (004) bei 3,5 Å erkannt werden. Der (002)-Reflex fällt bei den Proben L 2 und L 7 mit dem (001)-Reflex von Koalinit zusammen. Nach Erhitzen auf 550 °C ist häufig nur noch der (001)-Reflex feststellbar, der gegenüber der lufttrockenen Aufnahme an Intensität zugenommen hat. Der (060)-Reflex wird leider von einer Quarzlinie überlagert, und der (020)-Reflex kann wegen der geringen Menge an Chlorit nicht erkannt werden. Eine genauere röntgenographische Bestimmung des Chlorites war deshalb leider nicht möglich.

«Corrensit»: In zwei Proben konnte im Keuper-Profil von Lindau ein «mixed-layer»-Mineral festgestellt werden, dessen Röntgendaten der ersten zwei Basisreflexe in Tab. 5 zusammengestellt sind.

Tabelle 5: *Röntgendaten (in Å) der ersten zwei Basisreflexe von «Corrensit» der Proben L 20 und L 29 nach verschiedener Behandlung (Fraktion $< 2\mu$)*

		Lufttrocken	Mg^{2+}	Glycerin	550 °C, 1 Std.
Probe L 20	(001)	ca. 30,4	ca. 31	ca. 33	? 29
	(002)	14,6	14,6	15,9	13,8
Probe L 29	(001)	29,4	ca. 30,4	33–34	? 23,6
	(002)	14,2	14,6	15,9	13,0

Die vier ersten Basisreflexe dieses «mixed-layer»-Minerals bilden, wenn man von kleinen Unregelmässigkeiten absieht, eine regelmässige Abfolge. Vergleicht man unsere Daten von Tab. 5 mit den Angaben über «mixed-layer»-Minerale bei D.M.C. MacEwan et al. (1961, S. 438ff.), so scheint bei uns Chlorit/Montmorillonit in regelmässiger Wechsellagerung vorzuliegen. Wahrscheinlich wäre es besser, diesen neutralen Namen zu verwenden statt den Namen «Corrensit». Denn diese letztere Bezeichnung wurde bis heute für sehr verschiedene «mixed-layer»-Minerale verwendet: Chlorit/quellbarer Chlorit (F. Lippmann, 1954), Chlorit/Vermiculit (F. Lippmann, 1956) und Chlorit/Montmorillonit (J. Lucas, 1962).

Kaolinit: Kaolinit konnte nur in den beiden Lias-Proben nachgeweisen werden. Die Unterscheidung von Chlorit gelang durch den (002)-Reflex von Kaolinit bei 3,60 Å gegenüber dem (004)-Reflex von Chlorit bei 3,56 Å. Die Reflexe des Kaolinits sind ziemlich scharf, doch konnte wegen der geringen Menge an Kaolinit keine Aufspaltung in einen 4,12Å- und einen 4,19Å-Reflex beobachtet werden, die nach G. W. Brindley (1961 *a*) ein Mass für den Ordnungsgrad des Kaolinits darstellen würde.

Quarz liess sich in allen Gesamtgesteinsproben röntgenographisch nachweisen, hingegen liegt der Quarzgehalt der Tonfraktion häufig unterhalb der röntgenographischen Nachweisgrenze.

Feldspäte: Nur Probe L 11 enthielt genügend Kalifeldspat, um aus den eventuell vorhandenen Aufspaltungen der (130)- und (131)-Linien die Triklinität zu bestimmen (J. R. Goldsmith & F. Laves, 1954). In Probe L 11 ist die Triklinität des Kalifeldspates Null. Der Gehalt an Plagioklas war zu klein, um dessen Spezies zu bestimmen.

Hämatit liess sich mittels der Reflexe bei 2,69, 2,51, 1,84 und 1,69 Å nachweisen.

Carbonate: Dolomit und Calcit identifizierten wir anhand ihrer stärksten Reflexe bei 2,89 bzw. 2,74 Å.

Gips konnte dank seines starken Reflexes bei 7,56 Å in vielen Proben gefunden werden.

Akzessorisch treten auf: Anatas, Zirkon, Turmalin und Apatit.

2. Mineralgehalte

In Tab. 6 sind die mineralogischen Zusammensetzungen der untersuchten Gesamtgesteinsproben des Keuper-Profils der Bohrung Lindau zusammengestellt. Obwohl die Anzahl der untersuchten Proben relativ klein ist, erkennt man doch, dass die Verteilung der Tonmineralien über die einzelnen lithostratigraphischen Horizonte nicht willkürlich ist. Illit ist das wichtigste Tonmineral des unteren Keupers und tieferen Mittelkeupers, während im höheren Mittelkeuper sowie in zwei Lias-Proben Illit/Montmorillonit in unregelmässiger Wechsellagerung dominiert. Chlorit kommt in geringen Mengen in fast allen Proben vor. Kaolinit konnte im Keuper der Bohrung Lindau nicht nachgewiesen werden, tritt aber mit Beginn des Lias auf. Chlorit/Montmorillonit in regelmässiger Wechsellagerung («Corrensit») konnte ausser im Gipskeuper auch in einer Probe der Bunten Mergel nachgewiesen werden.

Tabelle 6: *Mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Gesamtgesteinsproben des Keuper-Profiles der Bohrung Lindau (in Gewichtsprozenten)*

Probenummer	stratigraphische Stellung	Illit	Illit/Montm.	Chlorit	«Corrensit»	Kaolinit	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Dolomit	Calcit	Gips	Hämatit
L 2	Lias	—	30–35	5	—	5	40	1	< 1	—	17,3	—	—
L 7		—	25–30	10	—	10–15	37	1½	< 1	2,7	8,1	—	—
L 10	Knollen-mergel	—	30–35	< 5	—	—	7	< 1	3	54,7	—	+	—
L 11		—	40	< 5	—	—	9	1	3½	39,2	—	+	—
L 14		—	30	< 5	—	—	9	1	2½	24,3	25,8	+	—
L 17	?Gansinger-dolomit; Stuben-sandstein?	25–30	—	—	—	—	4	—	2½	60,5	3,0	—	+
L 19		20	—	< 5	—	—	10	< 1	1	22,4	45,0	+	+
L 20	Bunte Mergel	15–20	—	< 5	< 5	—	8	< 1	3½	61,7	0,9	+	+
L 23		70	—	5	—	—	3	3	< 1	13,7	2,1	—	—
L 26	Schilf-sandstein	45–50	—	< 5	—	—	5	1	3	40,7	—	—	+
L 27	Gipskeuper	40	—	5	—	—	7	3	< 1	42,7	—	—	—
L 28		45–50	—	5	—	—	7	2	—	37,4	—	—	—
L 29		70	—	10	5–10	—	2	2	< 1	—	0,7	+	—
L 30	Lettenkohle	65–70	—	—	—	—	18	11	1½	—	0,5	—	—

D. Das Quartenschiefer-Profil von Quarten

Die tonmineralogischen und chemischen Untersuchungen der helvetischen QS beschränken sich auf Ton- und Mergelschiefer, während die Quarzite der Grobdetritischen Schichten möglicherweise zu Unrecht vernachlässigt wurden.

Die nördlichsten QS der helvetischen Zone finden wir heute am Südufer des Walensees. Das untersuchte Profil von Quarten befindet sich am Talbach bei Koord. 735.800/218.400/800. Aus Gründen, die später erläutert werden, beschränken sich die Untersuchungen auf die Oberen Tonschiefer, deren Obergrenze allerdings hier nicht aufgeschlossen ist.

Die Lithologie und Lage der untersuchten Proben im Profil von Quarten sowie die Ergebnisse sind in Fig. 13 dargestellt.

1. Mineralbestand

Die QS-Proben des Helvetikums zeigen eine so einfache mineralogische Zusammensetzung, dass die Identifikation der einzelnen Mineralien keine besonderen Probleme stellt.

Illit bis Muskovit: Ein Tonmineral mit einem 10Å-Basisreflex, der auf Äthylenglykol-Behandlung nicht reagiert, wird hier als Illit bis Muskovit bezeichnet. Der Kristallinitätsgrad ist besser als bei den Illiten von Frick und Lindau. Es überwiegt die Modifikation 1Md, doch kann daneben auch die Modifikation $2M_1$ festgestellt werden. Da vorderhand keine chemischen Daten vorliegen, wurde der Name Illit bis Muskovit gewählt, um anzugeben, dass die röntgenographischen Eigenschaften dieses Glimmerminerals zwischen denjenigen von Illit und Muskovit liegen.

Chlorit: Die QS-Proben aus den Oberen Tonschiefern von Quarten enthalten z.T. Chlorit als überwiegendes Tonmineral. Da dieses Mineral überdies bei der Metamorphose der QS eine wichtige Rolle spielt, wurde auf röntgenographischem Wege versucht, Auskünfte über die chemische Zusammensetzung des Chlorites zu erhalten. Tab. 7 enthält die röntgenographischen Daten dreier Chlorite aus dem QS-Profil von Quarten sowie von zwei zusätzlichen Chloriten aus den QS der nördlichen Glarner Alpen. Aus den Intensitäten der ersten 5 Basisreflexe wurden nach der Methode von G. W. Brindley & F. H. Gillery (1956) die Strukturfaktoren berechnet. Aus dem Verhältnis der Strukturfaktoren der ungeraden Basisreflexe kann herausgefunden werden, ob das vorhandene Fe^{2+} gleichmässig über Talk- und Brucitschicht des Chloritgitters verteilt ist. Bei gleichmässiger Verteilung beträgt F(003)/F(005) = 1. Diesem Wert entspricht nur Probe MF 7 annähernd (vgl. Tab. 7, Spalte 2); alle anderen Proben weisen ein viel kleineres Verhältnis auf, was nach G. W. Brindley & F. H. Gillery (1956, S. 178) bedeutet, dass ein Überschuss an Fe^{2+} in der Talkschicht besteht. In der Chloritformel $Mg_{6-x-y}\ Fe^{2+}{}_y\ Al_x\ (Si_{4-x}\ Al_x)\ O_{10}\ (OH)_8$ würde dieser Überschuss des Fe^{2+} in der Talkschicht gleich 1 oder grösser als 1 sein (vgl. Tab. 7, Spalte 3).

Tabelle 7: *Röntgenographische Daten einiger Chlorite aus den Quartenschiefern der nördlichen Glarner Alpen (Fraktion $< 2\mu$)*

Probe	F(003)/F(005)	Fe-Überschuss in Talkschicht	F(004)/F(002)	«y»	d(060) in Å	d(020) in Å	b in Å	d(001) in Å	«x»	14 Å/7 Å lufttr.	14 Å/7 Å 550 °C
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
MF 7	0,94	0–½	2,06	0	$1{,}53_2$		9,19	14,16	1,4	0,41	3,0
MF 14	0,54	1	2,10	0		$4{,}60_9$	9,22	14,16	1,4	0,12	0,97
MF 17	0,57	1	2,51	0		$4{,}60_9$	9,22	14,13	1,5	0,13	11,0
MF 245	0,55	1	2,62	0		$4{,}60_9$	9,22	14,14	1,4	0,22	1,9
MF 367	0,69	1	2,25	0	$1{,}53_6$		9,22	14,15	1,4	0,28	19,1

Der Basisabstand c = d(001), berechnet aus den (003)-, (004)- und (005)-Linien, beträgt 14,13 bis 14,16 Å (vgl. Tab. 7, Spalte 9). Dieser Wert kann bei gleichmässiger Verteilung von Fe^{2+} über Talk- und Brucitschicht benützt werden, um den Ersatz von Si durch Al in der Formel $(Si_{4-x}Al_x)$ der Oktaëderschicht zu bestimmen. Da aber unsere Chlorite mit Ausnahme der Probe MF 7 einen Überschuss an Fe^{2+} in der Talkschicht aufweisen, kann die Methode von G. W. BRINDLEY (1961 *b*) nicht auf unsere Proben angewendet werden.

Weil die Strukturfaktoren der geraden Basisreflexe unabhängig von der Verteilung der Kationen zwischen Talk- und Brucitschicht sind (G. W. BRINDLEY, 1961 *b*, S. 272), ist das Verhältnis F(004)/F(002) ein Mass für das vorhandene Fe im Chlorit. Wir erhalten für unsere Chlorite Werte, die höher als 2 liegen (vgl. Tab. 7, Spalte 4); dies ergibt für y in oben erwähnter Formel nur negative Werte (vgl. Tab. 7, Spalte 5).

Auf Guinierfilmen konnten die (060)- oder (020)-Reflexe beobachtet werden. Aus der Lage dieser Linien konnten die b-Parameter berechnet werden (vgl. Tab. 7, Spalten 6–8). Sie betragen 9,19–9,22 Å. Nach G. W. BRINDLEY (1961 *b*, S. 268) deutet dies auf einen Fe-armen Chlorit hin.

Bei lufttrockenen orientierten Präparaten ist die 7Å-Linie viel stärker als die 14Å-Linie. Nach Erhitzen auf 550 °C wird der 14Å-«peak» stärker, während der 7Å-«peak» an Intensität verliert (vgl. Tab. 7, Spalten 11–12). Das deutet aber darauf hin, dass ein Grossteil unserer Chlorite einen beträchtlichen Fe-Gehalt aufweisen muss. Diese Aussage steht im Widerspruch zu den weiter oben gefundenen Resultaten!

Trioktaëdrische Chlorite besitzen ein Verhältnis F(004)/F(002) von höchstens 1,95. Bei dioktaëdrischen Chloriten beträgt der Wert dieses Verhältnisses etwa 3. Die hohen Werte der F(004)/F(002)-Verhältnisse unserer Chlorite können erklärt werden durch eine teilweise dioktaëdrische Besetzung der Oktaëderschichten. Diese Annahme würde dann die abweichenden Fe-Gehalte, erhalten aus den Verhältnissen F(004)/F(002) und den b-Parametern einerseits, und aus dem thermischen Verhalten andererseits, erklären. Denn bei teilweise dioktaëdrischer Besetzung der Oktaëderschichten erhöht sich das F(004)/F(002)-Verhältnis und ergibt zu kleine y-Werte (d.h. wenig oder kein Fe). Der b-Parameter wird durch den Ersatz von Mg durch Fe grösser, aber bei Zunahme des dioktaëdrischen Charakters kleiner. Wenn diese beiden Tendenzen einander aufheben, resultiert daraus ein b-Parameter von 9,19–9,22 Å, der einen Chlorit mit y = 0 (kein Fe) vortäuscht.

Bei dioktaëdrischen Chloriten kann Fe^{2+} und Mg^{2+} entweder durch Fe^{3+} oder Al^{3+} ersetzt werden. Bisher analysierte dioktaëdrische Chlorite weisen nun aber hohe Al-Gehalte auf. Nach den uns zur Verfügung stehenden röntgenographischen Daten wird demnach geschlossen, dass unsere Chlorite relativ reich an Fe und Al zu sein scheinen.

Quarz kommt in allen Proben des Quarten-Profiles in beträchtlicher Menge vor.

Feldspäte: Röntgenographisch konnte sowohl Kalifeldspat als auch Plagioklas festgestellt werden, deren weitere Bestimmung aber durch die geringen Feldspat-Gehalte verunmöglicht wurde. Optisch konnte der Plagioklas in einigen Proben als Albit identifiziert werden.

Carbonate: Alle Dolomit- und Calcitgehalte wurden titrimetrisch bestimmt.

Gips konnte nur röntgenographisch in kleinen Mengen nachgewiesen werden.

Hämatit ist für die blutrote Farbe der meisten QS verantwortlich. Als weitere Akzessorien kommen vor: Turmalin, Apatit und Zirkon.

2. Mineralgehalte

In Tab. 8 sind die mineralogischen Zusammensetzungen der untersuchten Gesamtgesteinsproben des QS-Profiles von Quarten zusammengestellt.

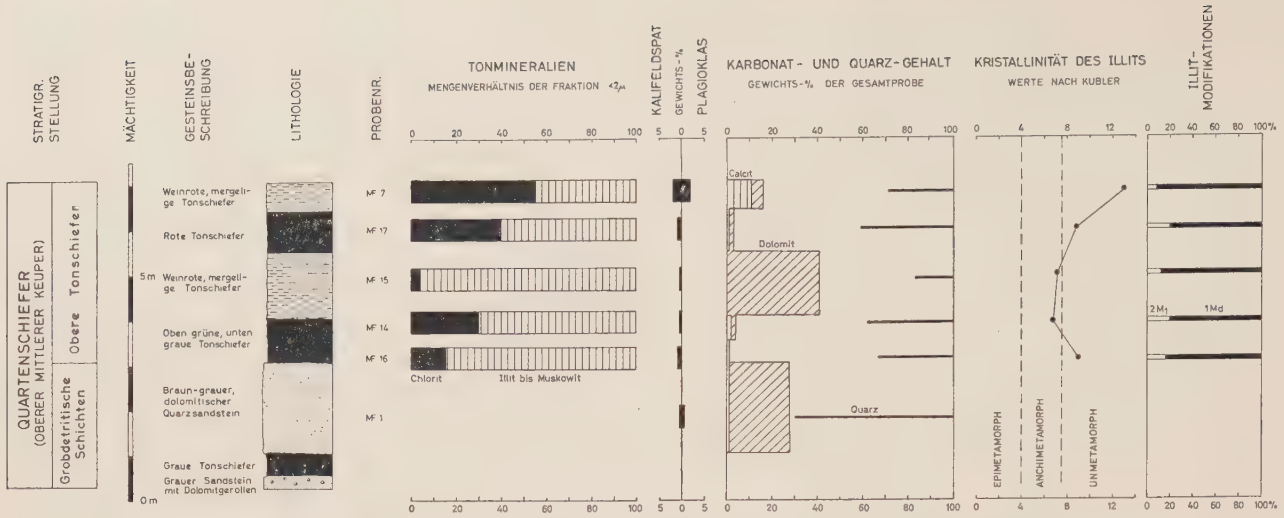


Fig. 13: Mineralogische Untersuchungsergebnisse im oberen Teil des Quartenschiefer-Profiles von Quarten.

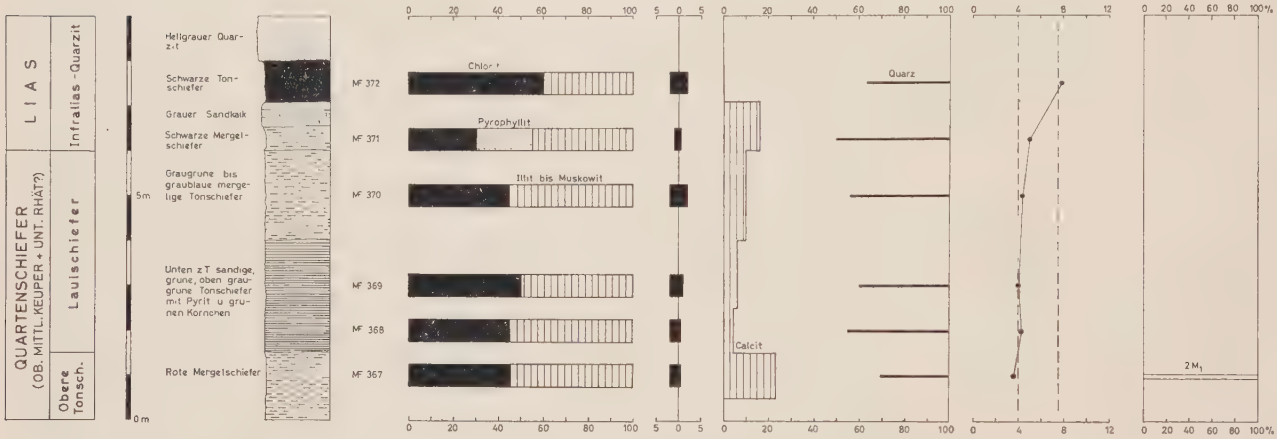


Fig. 14: Mineralogische Untersuchungsergebnisse des Grenzbereiches Trias–Lias im Profil von der Lauifurkel.
(Legende siehe Fig. 13 und 15!)

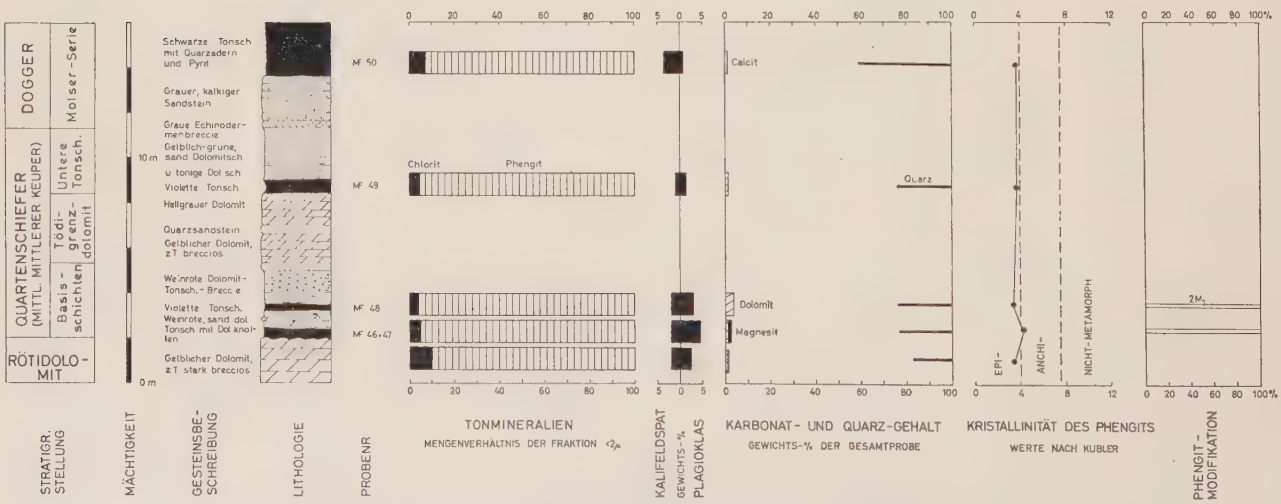


Fig. 15: Mineralogische Untersuchungsergebnisse des Quartenschiefer-Profiles von Limmernboden.

Tabelle 8: *Mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Gesamtgesteinsproben des QS-Profils von Quarten (in Gewichtsprozenten)*

Probenummer	Illit bis Muskovit	Chlorit	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Dolomit	Calcit	Hämatit	Gips
MF 7	15–20	20–25	29	2	2	5,2	11,0	3–5	+
MF 17	35–40	10–15	41	1	—	1,3	0,8	5–6	—
MF 15	30–35	5	17	< 1	—	41	—	3–5	+
MF 14	45–50	10	38	< 1	—	1,7	—	—	—
MF 16	50–55	10–15	33	1	—	—	0,9	—	+
MF 1	≪ 5	≪ 5	70	< 1	< 1	27	1	—	+

Auffallend ist, dass Chlorit in den Oberen Tonschiefern von Quarten neben Illit bis Muskovit zum einzigen, aber wichtigen Tonmineral wird.

Tabelle 9: *Chemische Analysen von 6 QS aus den nördlichen Glarner Alpen*

Gew.-%	MF 7	MF 28	MF 29	MF 32	MF 41	MF 58
SiO_2	47,2	51,5	45,3	36,1	28,8	50,5
Al_2O_3	15,6	16,6	14,0	10,9	12,3	17,0
Fe_2O_3	4,8	4,2	4,4	3,5	3,7	6,0
FeO	0,86	0,65	1,1	0,79	2,0	0,60
MnO	0,10	0,07	0,10	0,11	0,09	0,07
MgO	5,7	4,2	6,3	9,7	10,6	4,5
CaO	8,4	7,4	7,8	13,2	12,8	4,3
Na_2O	0,89	0,47	0,57	0,80	0,74	0,70
K_2O	1,5	0,98	3,2	2,3	2,4	3,2
TiO_2	0,70	0,65	0,64	0,46	0,37	0,84
P_2O_5	0,13	0,08	0,08	0,01	0,05	0,08
CO_2	7,5	9,4	12,8	20,2	21,0	7,7
$H_2O_{tot.}$	6,0	3,6	4,0	2,7	4,5	4,4
Total	99,38	99,80	100,29	100,77	99,15	99,89
si	144	179	137	89	66	174
al	28	34	25	16	16½	35
fm	39	34½	41½	44	47	40
c	27½	27½	25½	34½	31½	16
alk	5½	4	8	5½	5	9
mg	0,66	0,62	0,69	0,81	0,78	0,57
k	0,53	0,58	0,76	0,65	0,68	0,76
co_2	31	45	53	68	66	36
Oxydationsgrad[3]	83	85	79	80	63	90

Analytiker: M. Frey & E. Hiltbrand

MF 7: Roter Mergelschiefer, Talbach westl. Quarten (Koord. 735.800/218.400/800), Obere Tonschiefer, Glarner-Decke.
MF 28: Roter Mergelschiefer, nördl. Roterdepass (Koord. 728.450/213.450/1965), Untere Tonschiefer, Glarner-Decke.
MF 29: Roter Mergelschiefer, oberhalb Riedmatten (Koord. 731.950/216.800/1590), Obere Tonschiefer, Mürtschen-Decke.
MF 32: Roter Mergelschiefer, Schwarzstöckli (Koord. 729.050/211.025/2280), Untere Tonschiefer, Glarner-Decke.
MF 41: Roter Mergelschiefer, südl. Ätzgenrus bei Ennenda (Koord. 725.525/210.725/780), Obere Tonschiefer, Glarner-Decke.
MF 58: Roter Mergelschiefer, nördl. Schafleger (Koord. 727.600/209.100/1980), Untere Tonschiefer, Glarner-Decke.

[3] Oxydationsgrad $= \frac{2\,Fe_2O_3 \times 100}{2\,Fe_2O_3 + FeO}$ in Mol.-%

3. Chemismus

Tab.9 enthält 6 QS-Analysen aus den nördlichen Glarner Alpen. Neben einer genauen Lokalitätsangabe ist die lithostratigraphische und tektonische Lage jeder einzelnen Probe verzeichnet.

Die in Tab.9 aufgeführten Analysen stellen die ersten chemisch untersuchten QS der Glarner Alpen dar. Bei der im 2. Nachtrag zum Chemismus schweizerischer Gesteine (F. de Quervain & V. Jenni, 1956, S.67) erwähnten QS-Analyse wurde nicht eine QS-, sondern eine Verrucano-Probe analysiert, wie eigene Untersuchungen am Originalmaterial und Feldbegehungen zeigten. Die Verwechslung ist verständlich, wenn man bedenkt, dass an der angegebenen Fundstelle QS und Verrucano miteinander in tektonischem Kontakt stehen.

Die 6 Analysen von Tab.9 gehören nach der Nomenklatur von P. Niggli (1934) mehrheitlich zu den Kalk-Alumosilikatgesteinen. Mineralogisch gleichen alle Gesteine der Probe MF 7 (vgl. Tab.8). Charakteristisch für alle Proben sind die kleinen Alkaligehalte (alk = 4 bis 9), wobei K über Na überwiegt (k = 0,53 bis 0,76). Die relativ hohen c-Werte (16 bis 34½) und mg-Werte (0,57 bis 0,81) rühren vom mehrheitlich vorhandenen Dolomit her. Bei den roten Mergelschiefern ist der Oxydationsgrad, definiert nach G. A. Chinner (1960), von einer Ausnahme abgesehen verhältnismässig hoch und schwankt in engen Grenzen (79 bis 90). Der niedrigere Wert in Probe MF 41 wird durch Fe^{2+}-haltiges Carbonat verursacht.

Grösseren Wert erhalten die in Tab.9 aufgeführten Analysen erst nach einem Vergleich mit höher metamorphen QS-Analysen, und nachdem abgeklärt worden ist, welche Mineralien eingeschwemmt wurden oder authigener Entstehung sind. Diese Fragen werden in Teil III und IV behandelt.

E. Das Profil von der Lauifurkel und der Grenzbereich Quartenschiefer–Lias

Im Grenzbereich Trias–Lias treten in den Glarner Alpen die Lauischiefer auf (vgl. S.14). Ebenfalls im Grenzbereich Trias–Lias kommen in der Urseren-Zone Chloritoidschiefer und in der Piora-Mulde des Lukmanier-Gebietes staurolithführende Gesteine vor (vgl. S.29). Aus diesem Grunde war es angezeigt, den Übergangsbereich Trias–Lias der Glarner Alpen mineralogisch-chemisch genauer zu untersuchen, wobei wir Proben der Typlokalität der Lauischiefer (nach R. Trümpy, Lex. stratigr. int. I, 7c, S.683), der Lauifurkel (Koord. 740.325/208.625/2180) verwendeten.

Dann galt es auch abzuklären, ob die Ansicht von J. H. Markus (1967) betreffend die tuffogene Entstehung der Lauischiefer durch mineralogisch-chemische Untersuchungen gestützt werden könnte oder nicht. Zu diesem Zweck wurden auch Proben aus dem Niveau der Lauischiefer weiterer Lokalitäten untersucht.

Die lithologische und stratigraphische Schichtfolge sowie die Ergebnisse des untersuchten Profils sind aus Fig.14 ersichtlich.

1. Mineralbestand

Muskovit bis Illit: Ein Glimmermineral mit einem 10Å-Basisreflex, der sich nach einer Äthylenglykol-Behandlung nicht verschiebt, nennen wir hier Muskovit bis Illit. Der Kristallinitätsgrad ist überraschend hoch, und in Probe MF 367 aus den Oberen Tonschiefern finden wir nur die Modifikation $2M_1$.

Pyrophyllit: In einer der vier bisher untersuchten Lias-Proben der Glarner Alpen konnte röntgenographisch Pyrophyllit nachgewiesen werden. Probe MF 371 zeigte in den Diffraktometeraufnahmen einen starken Basisreflex bei 9,2 Å und in Guinieraufnahmen den (060)-Reflex für Pyrophyllit bei 1,49 Å, welcher für den röntgenographisch ähnlichen Talk bei 1,52 Å liegen würde.

Chlorit: Alle 5 ersten Basisreflexe von Chlorit können beobachtet werden. Nach der thermischen Behandlung zu schliessen, sind die Chlorite aller Proben des Lauifurkel-Profils eisenreich. Röntgenographische Daten des Chlorites der Probe MF 367 sind u.a. in Tab. 7 enthalten. Es ist nicht ausgeschlossen, dass die übrigen Proben des Lauifurkel-Profils geringe Mengen von 7Å-Chamosit enthalten, ohne dass wir dieses Mineral röntgenographisch identifizieren konnten.

Mineralseparationen an feinkörnigen Sedimentgesteinen führten bis heute zu keinem befriedigenden Resultat, und auch Mineralanreicherungen sind bei solchen Gesteinen mit grossen Schwierigkeiten verbunden. Es bleibt der Ausweg, aus der chemischen Analyse eines Gesamtgesteins und dem hauptsächlich röntgenographisch ermittelten Mineralbestand auf den Chemismus eines bestimmten Hauptminerals zu schliessen. Dass die auf diese Weise ermittelten «Mineralanalysen» nur halbquantitativen Wert besitzen können, ist selbstverständlich.

Nach obiger Methode wurde versucht, den Chloritchemismus der Probe MF 367 aus den Oberen Tonschiefern zu ermitteln. Der Mineralbestand dieser Probe kann aus Tab. 11, der Gesamtgesteinschemismus aus Tab. 12 ersehen werden. Eine zusätzliche Annahme musste für die chemische Zusammensetzung des Muskovits bis Illits der Probe MF 367 gemacht werden. Wir verwendeten dabei die chemische Analyse eines Phengits aus einer QS-Probe des Limmernbodens (vgl. S. 48).

SiO_2	20–25 Gew.-%	Semiquantitative chemische Zusammensetzung des Chlorites der QS-Probe MF 367.
Al_2O_3	30–35 Gew.-%	
FeO	15 Gew.-%	
MgO	15–20 Gew.-%	

Nach M. H. Hey (1954) handelt es sich bei diesem Chlorit um einen Corundophyllit mit einem aussergewöhnlich hohen Al-Gehalt, während sich die Mg- und Fe-Gehalte ungefähr die Waage halten. Diese Resultate stehen in gutem Einklang mit den Ergebnissen, die aus den röntgenographischen Eigenschaften des Chlorits der Probe MF 367 gezogen wurden (vgl. S. 41).

7Å-Chamosit: Ein 7Å-Chamosit wurde mit Sicherheit in 4 Proben gefunden, die alle aus den Übergangsschichten Trias–Lias stammen. In allen untersuchten Proben der QS trat nie ein 7Å-Mineral auf. Die Bestimmung des 7Å-Chamosites wurde erschwert durch das zusätzliche Auftreten von 14Å-Chlorit in drei der vier Proben. Nur Probe MF 336 enthält als Phyllosilikat neben Muskovit bis Illit nur noch einen 7Å-Chamosit und eignet sich deshalb besonders gut zur Untersuchung des letzteren Minerals.

Den (060)-Reflex findet man auf 1,54 Å. Nach Erhitzen auf 1100 °C während 2 Stunden konnte Hämatit und Spinell, nicht aber Olivin nachgewiesen werden. Diese Eigenschaften sprechen nach C. M. Warshaw & R. Roy (1961) eindeutig für Chamosit.

Die thermischen Eigenschaften der beiden ersten Basisreflexe des 7Å-Chamosits aus Probe MF 336 sind aus Tab. 10 ersichtlich.

Tabelle 10: *Verhalten der beiden ersten Basisreflexe des 7Å-Chamosits aus Probe MF 336 nach thermischer Behandlung*

	d(001)	I	d(002)	I
0 °C	7,07 Å	10	3,53 Å	5,3
250 °C	7,06 Å	11,5	3,53 Å	6,5
350 °C	7,05 Å	8,2	3,52 Å	4,4
450 °C	7,02 Å	5,35	3,50 Å	2,8
550 °C	—	0	—	0

Aus Tab. 10 kann einerseits ersehen werden, wie sich die Basisreflexe bei erhöhter Temperatur nach kleineren d-Werten verschieben; anderseits wird deutlich, wie die Basisreflexe bei 250 °C an Intensität gewonnen haben und wie sie bei höheren Temperaturen allmählich schwächer werden. Bei 550 °C sind keine Reflexe des 7Å-Chamosits mehr zu erkennen.

Quarz kann sowohl mikroskopisch als auch röntgenographisch in allen Proben leicht erkannt werden.

Feldspäte: Röntgenographisch wurde sowohl Kalifeldspat als auch Plagioklas bestimmt. Plagioklas wurde mikroskopisch als Albit erkannt.

Carbonate: Als einziges Carbonat kommt in den Proben im Übergangsbereich Trias–Lias Calcit vor.

Hämatit: Hämatit verursacht die rote Farbe von Probe MF 367. In den Lauischiefern rührt die grüne Farbe vom Chlorit und/oder vom 7Å-Chamosit her. Die Lias-Proben werden durch ein kohliges Pigment schwarz gefärbt.

Akzessorisch sind neben Feldspat vorhanden: Pyrit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Rutil und ein kohliges Pigment.

2. Mineralgehalte

In Tab. 11 sind die mineralogischen Zusammensetzungen der untersuchten Gesamtgesteinsproben des Profils von der Lauifurkel sowie einiger zusätzlicher Lauischiefer-Proben zusammengestellt.

Tabelle 11: *Mineralogische Zusammensetzung der Gesamtgesteinsproben des Lauifurkel-Profiles und einiger zusätzlicher Lauischiefer-Proben (Angaben in Gewichtsprozenten)*

Probenummer	stratigraphische Stellung	Muskovit bis Illit	Pyrophyllit	Chlorit	7Å-Chamosit	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Calcit	Hämatit
MF 367	Ob. Tonschiefer	20	—	15–20	—	30	2	< 1	23,0	3–4
MF 368	Lauischiefer	20–25	—	15–20	—	45	2	< 1	4,5	—
MF 369		25	—	25	—	40	2	1	5,6	—
MF 370		20–25	—	20	—	44	2	2	9,3	—
MF 371	Infralias	15	5–10	10	—	50	1	< 1	15,9	—
MF 372		25	—	35	—	36	2	2	0,2	—
Zusätzliche Lauischiefer-Proben und Lias-Proben:										
MF 245	Lauischiefer	30	—	20–25	—	30	2	—	14,4	—
MF 336	Übergang Trias–Lias	40–45	—	—	20–25	35	1	< 1	—	—
MF 337		70–75	—	10–15		12	2	< 1	0,2	—
MF 356		35–40	—	20		39	1½	1½	—	—
MF 357		25–30	—	10–15		56	2	< 1	—	—

Herkunft der zusätzlich untersuchten Lauischiefer- und Lias-Proben:

MF 245: Nordöstl. Narggenchopf (Koord. 738.250/216.000/1700).
MF 336 + MF 337: Tschingel südl. Oberterzen (Koord. 737.450/217.075/1130).
MF 356 + MF 357: Oberhalb Chessistein im Schilsbachtal (Koord. 739.075/213.675/1680).

Chlorit ist neben Muskovit bis Illit das wichtigste Phyllosilikat der untersuchten Gesteine des Übergangsbereiches Trias–Lias der Glarner Alpen. Aufmerksamkeit verdient das Auftreten von Pyrophyllit als gesteinsbildendes Mineral, welches unseres Wissens erstmals in Sedimenten der Schweizer Alpen gefunden wurde. Wichtig ist auch die Feststellung, dass 7Å-Chamosit nur in den hämatitfreien Lauischiefern und im Infralias gefunden werden konnte.

3. Chemismus

Tab. 12 enthält 5 Analysen von Sedimentgesteinen aus dem Grenzbereich Trias–Lias der nördlichen Glarner Alpen. Ausser einer genauen Lokalitätsangabe ist die lithostratigraphische und tektonische Lage jeder einzelnen Probe angegeben.

Die 5 Analysen von Tab. 12 gehören nach der Nomenklatur von P. NIGGLI (1934) zu den Alumosilikatgesteinen (MF 336 und Probe H. Richter) und Kalk-Alumosilikatgesteinen (MF 367, 245, 371). Trotz der Verschiedenheit der Proben können doch folgende charakteristische Merkmale erkannt werden: Mittlere bis hohe al- und fm-Gehalte; kleine alk-Werte, wobei K sehr stark über Na überwiegt. Die c- und co_2-Werte schwanken wegen des unterschiedlichen Calcitgehalts. Der Oxydationsgrad liegt bei den grünen und schwarzen Gesteinen der Übergangszone Trias–Lias viel tiefer als bei den roten QS.

Tabelle 12: *Chemische Analysen von 5 Sedimentgesteinen aus dem Übergangsbereich Trias–Lias der nördlichen Glarner Alpen*

Gew.-%	MF 367	MF 245	MF 336	Probe H. Richter	MF 371
SiO_2	44,4	50,6	66,2	61,8	63,9
Al_2O_3	13,1	16,2	18,4	16,5	9,3
Fe_2O_3	4,1	3,1	1,2	1,1	0,9
FeO	3,2	3,8	3,5	7,2	3,3
MnO	0,12	0,08	0,02	0,05	0,07
MgO	4,5	3,5	1,1	3,4	1,0
CaO	13,5	7,4	0,24	2,2	8,9
Na_2O	0,15	0,38	0,54	0,1	0,35
K_2O	2,2	3,0	3,4	2,7	1,5
TiO_2	0,70	0,67	0,99	0,1	0,56
P_2O_5	0,10	0,03	0,04	0,05	0,17
CO_2	10,1	6,4	—	0,4	6,8
H_2O^-	4,3	5,4	0,5	—	0,3
H_2O^+			3,8	4,5	2,4
Summe	100,47	100,56	99,93	100,10	99,45
Analytiker:	M. Frey	M. Frey	R. Breu	M. Weibel	R. Breu
si	120	165	347	281	300
al	21	31	56¼	37½	25½
fm	36	35½	28½	46½	23½
c	39	26	1¼	9	45
alk	4	7½	14	7	6
mg	0,51	0,48	0,30	0,42	0,30
k	0,90	0,84	0,81	0,95	0,74
co_2	37½	28½	0	2	44
Oxydationsgrad	54	42	24	12	20

MF 367: Roter Mergelschiefer, nordwestl. Lauifurkel (Koord. 740.325/208.625/2180), Obere Tonschiefer, Axen-Decke.
MF 245: Grüngelber Mergelschiefer, nordöstl. Narggenchopf (Koord. 738.250/216.000/1700), Lauischiefer, Mürtschen-Decke.
MF 336: Hellgrauer Tonschiefer, Tschingel südl. Oberterzen (Koord. 737.450/217.075/1130), Lauischiefer bis Infralias, Mürtschen-Decke.
Probe H. Richter: Grüner Tonschiefer, Broch (Koord. 744.550/209.500/2060), Lauischiefer, Axen-Decke.
MF 371: Schwarzer Mergelschiefer, nordwestl. Lauifurkel (Koord. 740.325/208.625/2180), Infralias, Axen-Decke.

F. Das Quartenschiefer-Profil von Limmernboden

Das QS-Profil von Limmernboden liegt im autochthonen Bereich des östlichen Aarmassivs. Die QS-Schichtfolge umfasst daher (vgl. S. 14) nur die tieferen Schichtglieder und wird transgressiv von Dogger überlagert.

Die Lithologie und Lage der untersuchten Proben des QS-Profils von Limmernboden sowie die mineralogischen Ergebnisse sind in Fig. 15 dargestellt. Es wurden ausschliesslich Tonschiefer aus den Basisschichten und den Unteren Tonschiefern, nicht aber Proben des Tödigrenzdolomites untersucht.

1. Mineralbestand

Phengit: Phengit ist das weitaus häufigste Mineral der Tonschiefer des Limmernboden-Profiles. Der Phengit ist sehr gut kristallisiert und tritt nur in der Modifikation $2M_1$ auf. Wegen der auf S. 45 erwähnten Schwierigkeiten wurde der Chemismus eines Phengites aus dem Mineralbestand (vgl. Tab. 14) und der chemischen Zusammensetzung des Gesamtgesteins MF 48 (vgl. Tab. 15) berechnet. Es ist in diesem Falle sogar eine Mineralformel berechnet worden, da Phengit 60 Gew.-% des Gesamtgesteins aufbaut und die Menge der andern Mineralien (mit Ausnahme des Chlorits, der aber weniger als 5 Gew.-% ausmacht) mit genügender Genauigkeit bestimmt werden konnte.

Tabelle 13: *Chemische Zusammensetzung des Phengits der Probe MF 48, berechnet aus Mineralbestand und Gesamtgesteinschemismus. Korrekturen für Chlorit (< 5 Gew.-%) nicht berücksichtigt*

		Kationen/24 O		
SiO_2	49,3 Gew.-%	Si	6,50	8,00
Al_2O_3	28,9 Gew.-%	Al	1,50	
Fe_2O_3	1,0 Gew.-%	Al	2,99	4,06
FeO	1,2 Gew.-%	Fe^{3+}	0,10	
MgO	4,3 Gew.-%	Fe^{2+}	0,13	
Na_2O	0,3 Gew.-%	Mg	0,84	
K_2O	9,8 Gew.-%	Na	0,08	1,72
H_2O^+	5,2 Gew.-%	K	1,64	
		OH	4,56	

Gegenüber einem Muskovit zeigt die Phengitanalyse von Tab. 13 einen niedrigen Al-Gehalt und hohe Si- und Mg-Gehalte.

Chlorit: Die kleinen Chlorit-Gehalte erlaubten keine nähere röntgenographische Bestimmung.

Quarz ist ein wichtiger Bestandteil aller untersuchten Proben.

Feldspäte: Röntgenographisch liessen die kleinen Feldspatgehalte nur die Unterscheidung von Kalifeldspat und Plagioklas zu. Optisch konnte der Plagioklas als Albit identifiziert werden.

Carbonate: Die kleinen Carbonatgehalte wurden titrimetrisch ermittelt. Neben Dolomit kommt danach auch Magnesit in zwei Proben aus den Basisschichten vor, doch konnte dieses Resultat wegen der kleinen Gehalte weder röntgenographisch noch optisch mitbestätigt werden.

Hämatit ist für die violette Farbe der meisten QS verantwortlich. Auf die Ursache des Farbwechsels von Rot nach Violett wird in Teil IV eingegangen.

Pyrit, Malachit, Turmalin, Apatit und Zirkon treten akzessorisch auf.

Tabelle 14: *Mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Gesamtgesteinsproben des QS-Profils von Limmernboden und zweier zusätzlicher QS-Proben von Punteglias und Bützistock (in Gewichtsprozenten)*

Probenummer	Phengit	Chlorit	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Dolomit	Calcit	Magnesit	Hämatit
MF 46	65–70	< 5	17	2	2½	0,7	—	0,6	8
MF 47	60–65	< 5	23	2	4½	0,8	—	1,4	—
MF 48	60	< 5	24	2	3	3,4	—	—	7
MF 49	60–65	5	24	1	1½	1,2	—	—	5
MF 50	40–45	5–10	41	3½	1	—	0,8	—	—
MF 330	60	5–10	30	2	2	0,8	—	—	—
MF 73	50–55	< 5	30	2	2	6,3	—	—	5

Fundpunkte von MF 330 und MF 73 siehe Tab. 15.

Tabelle 15: *Chemische Analysen von 6 QS des autochthonen Tödigebietes und der tieferen Glarner-Decke*

Gew.-%	MF 47	MF 48	MF 330	MF 51	MF 73	MF 60
SiO_2	61,8	56,7	62,2	33,8	60,7	47,0
Al_2O_3	18,8	18,2	18,0	12,5	17,0	14,1
Fe_2O_3	1,7	7,6	2,4	3,9	6,4	5,8
FeO	1,7	0,72	2,6	2,9	0,50	0,46
MnO	0,03	0,02	0,02	0,09	0,04	0,08
MgO	3,2	3,3	3,1	11,0	1,6	5,3
CaO	0,27	1,1	0,54	8,4	1,9	7,3
Na_2O	0,87	0,60	0,46	0,50	0,57	0,70
K_2O	5,7	6,1	6,2	3,6	3,9	3,6
TiO_2	0,83	0,64	0,76	0,53	0,69	0,80
P_2O_5	0,11	0,04	0,03	0,03	0,10	0,01
CO_2	1,2	1,6	0,35	19,8	3,0	11,7
H_2O^-	3,4	0,24	3,3	0,34	3,4	3,1
H_2O^+		3,1		2,9		
Summe	99,61	99,96	99,96	100,29	99,80	99,95

Analytiker: M. Frey

si	264	205	257	83	267	131
al	47½	39	44	18	44	23½
fm	32	41	35½	53	33½	46
c	1½	4	2½	22	9	22
alk	19	16	18	7	13½	8½
mg	0,63	0,44	0,54	0,75	0,31	0,48
k	0,81	0,87	0,90	0,83	0,82	0,78
co_2	7	8	2	66	18	45
Oxydationsgrad	47	91	45	54	96	92

MF 47 und MF 48: Grüner bzw. violetter Tonschiefer, südl. Limmernboden (719.650/186.550/2010), Basisschichten, Autochthon des östlichen Aarmassivs.

MF 330: Grüner Tonschiefer, westl. Puntegliasgletscher (714.400/183.150/2750), Basisschichten (?), Autochthon des östlichen Aarmassivs.

MF 51: Violetter Mergelschiefer, westl. Grünhornhütte (ca. 714.6/185.4/2500), Basisschichten, Autochthon des östlichen Aarmassivs.

MF 73: Violett-roter Tonschiefer, Bützistock (722.825/197.750/2180), Untere Tonschiefer, Glarner-Decke.

MF 60: Roter Mergelschiefer, Rote Rus östl. Luchsingen (723.050/202.900/1020), Untere Tonschiefer, Glarner-Decke.

2. Mineralgehalte

In Tab. 14 sind die mineralogischen Zusammensetzungen der untersuchten Gesamtgesteinsproben des QS-Profils von Limmernboden sowie von 2 andern Proben, die chemisch analysiert wurden (vgl. Tab. 15), zusammengestellt.

Die hohen Phengitgehalte sind das auffallendste Merkmal aller in Tab. 14 aufgeführten Proben, während Chlorit nur eine sehr untergeordnete Rolle spielt. Der Carbonatgehalt der untersuchten Proben ist zwar gering, doch ist dies kein allgemeines Kennzeichen der QS des Autochthons des östlichen Aarmassivs (vgl. Analyse MF 51, Tab. 15).

3. Chemismus

Tab. 15 enthält 6 QS-Analysen aus dem Autochthon des östlichen Aarmassivs und der tieferen Glarner-Decke. Ausser einer möglichst genauen Lokalitätsangabe ist die lithostratigraphische und tektonische Lage jeder einzelnen Probe vermerkt.

Vier der 6 Analysen von Tab. 15 sind nach der Nomenklatur von P. NIGGLI (1934) zu den Alumosilikatgesteinen zu rechnen (MF 47, 48, 330 und 73), während die 2 restlichen analysierten QS-Proben zu den Kalk-Alumosilikatgesteinen gehören (MF 51 und 60). Für die 4 Alumosilikatgesteine sind die hohen K- und Al-Gehalte charakteristisch, die vom hohen Phengitgehalt (vgl. Tab. 14) herrühren. Die violetten bzw. roten QS unterscheiden sich von den grünen QS durch einen hohen Oxydationsgrad (91 bis 96); eine Ausnahme macht Probe MF 51, bei der Fe^{2+} an Siderit gebunden ist.

G. Das Quartenschiefer-Profil von der Garvera

Das QS-Profil von der Garvera stellt das vollständigste Keuper-Profil der Urseren-Zone dar (vgl. Fig. 2). Das Profil ist besonders zum Studium der Chloritoidschiefer geeignet, die hier erstmals als alpidisch-metamorphe Neubildung auftreten. Seit der wegleitenden Arbeit von P. NIGGLI (1912) sind die Chloritoidschiefer des östlichen Gotthardmassivs nicht mehr eingehend untersucht worden; vor allem fehlten bis heute röntgenographische Untersuchungen.

Lithologie und Lage der untersuchten Proben im QS-Profil der Garvera sowie die mineralogischen Ergebnisse sind in Fig. 16 dargestellt.

1. Mineralbestand

Phengit: Auf dem Diffraktogramm ist ein Hellglimmer an seinem scharf ausgebildeten 10 Å-Basisreflex gut erkennbar. Die genauen Werte für d(002) lauten: 9,970 Å für Probe MF 125 und 9,981 Å für Probe MF 132; dies deutet auf einen relativ geringen Na-Gehalt unserer Phengite hin. Der (060)-Reflex liegt bei den verschiedenen Proben bei 1,49 -1,50 Å, was auf einen dioktaëdrischen Hellglimmer schliessen lässt. Optisch kann ein Hellglimmer mit hellgrünem bis gelblichgrünem Pleochroismus und relativ hoher Lichtbrechung erkannt werden. Wegen seiner Kleinheit (Korngrösse meist $<10\mu$) war eine genaue optische Bestimmung nicht möglich, doch deuten die wenigen Daten auf einen Phengit hin. Auf koexistierenden Phengit und Paragonit wird in Teil IV (S. 126) eingegangen.

Paragonit: Paragonit konnte röntenographisch in der Hälfte der untersuchten Proben des Garvera-Profiles gefunden werden. Der (002)-Basisreflex bei 9,6 Å ist oft nur als Schulter in Richtung kleinerer d-Werte des (002)-Basisreflexes des Phengits angedeutet. Die Paragonit-Basisreflexe höherer Ordnung sind aber diffraktometrisch gut erkennbar. Die Unterscheidung des Paragonits vom

röntgenographisch ähnlichen Margarit geschah durch Guinier-Aufnahmen, wo gleichzeitig neben dem zu untersuchenden Probengemisch noch je ein Paragonit- und Margarit-Standard durchstrahlt werden konnte.

Chlorit: Die untersuchten Chlorite besitzen einen (001)-Basisreflex von 14,11–14,16 Å und einen b-Parameter von 9,20–9,23 Å. Eine annähernde Bestimmung des Chlorit-Chemismus aus diesen Daten und den Intensitätsverhältnissen der Basisreflexe stiess auf dieselben Schwierigkeiten, die auf S. 41 erwähnt wurden.

Die optischen Daten des Chlorits der Probe MF 131 lauten wie folgt:

$X \approx Y$	= hellgrün	$N_Z - N_X$	= klein
Z	= gelblichgrün	Elongation	negativ
N_Y	= 1,630 ± 0,002	Interferenzfarben	anomal braun

Nach A. L. Albee (1962, Fig. 4) besitzt ein Chlorit mit der Lichtbrechung $N_Y = 1{,}630$ ungefähr je 50 Atom-% Mg und $Fe^{tot.}$, da die Mn- und Cr-Gehalte unserer Chlorite vernachlässigt werden können. Der Bezeichnungsweise M. H. Heys (1954) folgend, haben wir hier einen Ripidolith vor uns.

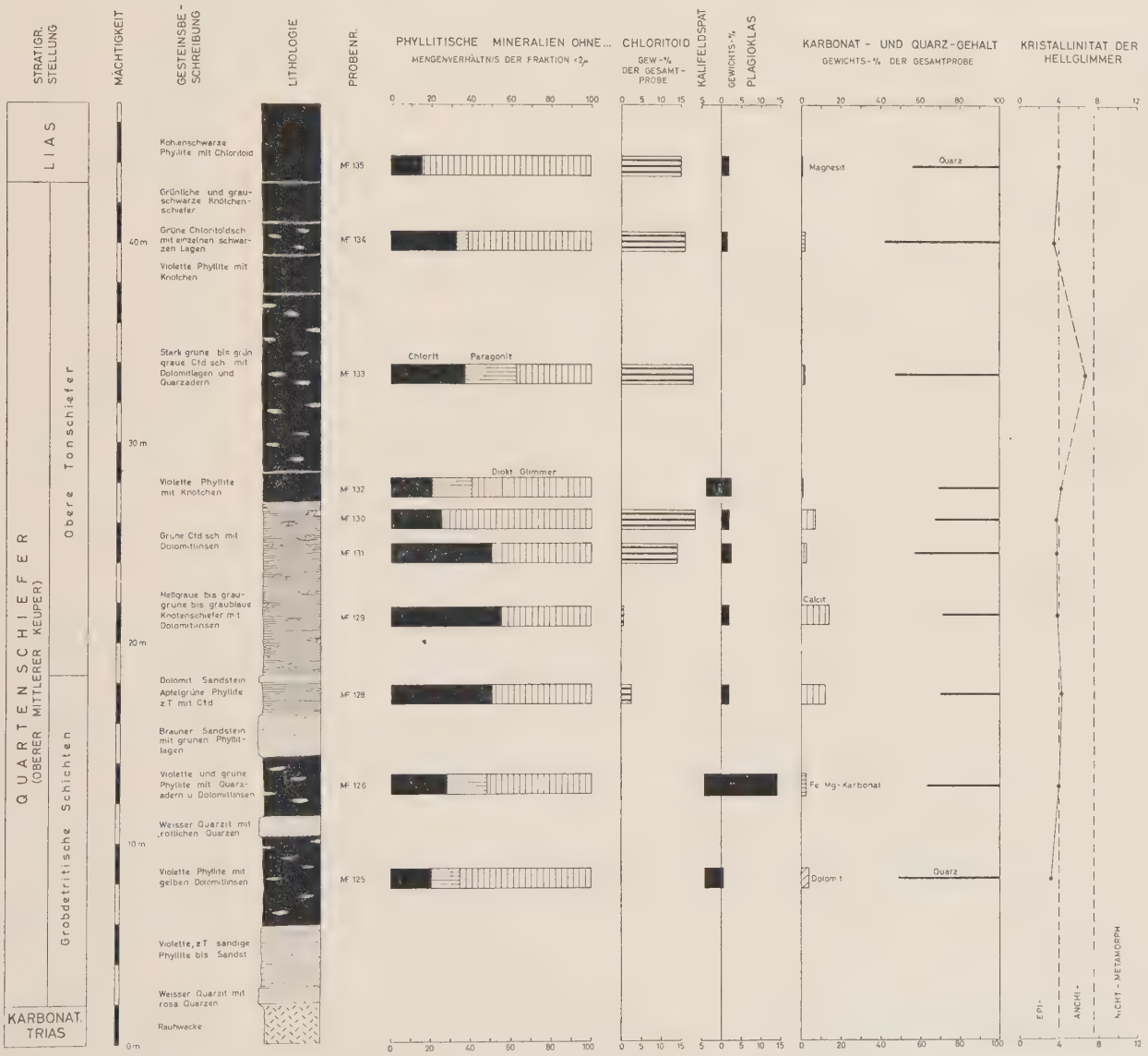


Fig. 16: Mineralogische Untersuchungsergebnisse des Quartenschiefer-Profiles von der Garvera.

Chloritoid: Chloritoid, der schon makroskopisch erkannt werden kann, erreicht im Dünnschliff eine durchschnittliche Grösse von 0,2–0,5 mm. Fast alle Individuen aller Proben weisen polysynthetische Zwillingsbildungen und Sanduhrstrukturen auf.

Die optischen Daten des Chloritoides der Probe MF 131 sind:

X = schmutziges Gelbgrün	Z = hellgelb
Y = hellblau	$N_Y = 1{,}722 \pm 0{,}002$

Die Röntgendaten des untersuchten Chloritoides MF 131 stimmen sehr gut mit den von L. B. Halferdahl (1961) für triklinen Chloritoid angegebenen Daten überein. Es konnten keine Linien gefunden werden, die auf die monokline Modifikation hinweisen würden.

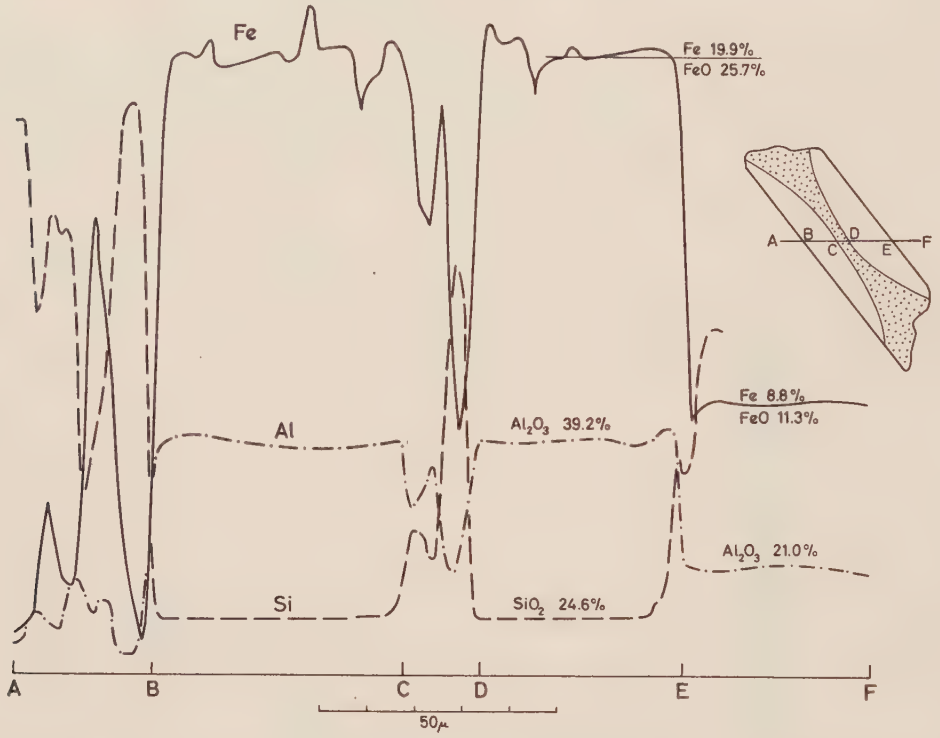


Fig. 17: Mikrosonden-Querprofil durch ein Chloritoidkorn mit Sanduhrstruktur der Probe MF 131 von der Garvera.

Die Sanduhrstruktur eines Chloritoid-Porphyroblasten der Probe MF 131 wurde mit der Elektronen-Mikrosonde näher untersucht, wobei für die Elemente Al, Si und Fe je ein Querprofil durch das Chloritoidkorn gelegt wurde. Fig. 17 lässt erkennen, dass die Stelle des Chloritoides mit Sanduhrstruktur deutlich geringere Al- und Fe-Gehalte aufweist, während Si stark zugenommen hat. Über die Ursache der Sanduhrstrukturbildung im Chloritoid ist bis heute nichts Genaueres bekanntgeworden. Auch die vorliegenden Angaben lassen keinen eindeutigen Schluss zu, doch wird vermutet, dass mikrokristalline Quarz-Einschlüsse die Sanduhrstruktur verursachen.

Wegen der Inhomogenität der untersuchten Chloritoide musste für eine chemische Analyse die Elektronen-Mikrosonde herangezogen werden, wobei nur sanduhrstrukturfreie Bereiche analysiert wurden. Analysenbedingungen und gewählter Standard sind auf S. 56 angegeben.

Quarz kommt in allen untersuchten Proben vor.

Feldspäte: Kalifeldspat konnte röntgenographisch in geringen Mengen in allen chloritoidfreien Proben nachgewiesen werden. Plagioklas, optisch als Albit bestimmbar, tritt ebenfalls meist nur akzessorisch auf.

Tabelle 16: *Chemische Analyse des Chloritoides MF 131 mit der Elektronen-Mikrosonde*

SiO_2	24,6 Gew.-%	Kationen/14 (O,OH)		
Al_2O_3	39,2 Gew.-%	Si	2,05	
FeO*	25,7 Gew.-%	Al	3,84	
MgO	2,7 Gew.-%	Fe	1,79	5,98
MnO	0,25 Gew.-%	Mg	0,33	
TiO_2	(< 0,3) Gew.-%	Mn	0,02	
H_2O**	7,2 Gew.-%	OH	4,00	
Summe	99,65 Gew.-%			

Analytiker: G. Burri

* Alles Fe als FeO berechnet.
** H_2O berechnet auf der Basis von 4(OH)/Elementarzelle.

Carbonate: Entgegen dem Feldbefund wiegt Calcit in den untersuchten Proben über Dolomit vor. Das lässt sich dadurch erklären, dass die gelbanwitternden Dolomitlagen beim Probensammeln bewusst unterschlagen wurden. Die Anwesenheit von Magnesit und einem Fe-Mg-Carbonat konnte nur titrimetrisch festgestellt werden. Ein in der QS der östlichen Urseren-Zone häufig auftretendes, fleischfarbenes Carbonat konnte als Mn-haltiger Dolomit bestimmt werden (Mikrochemischer Test).

Hämatit ist farbgebend für die violetten bis violettschwarzen QS. Die Farbveränderung wird in Teil IV erläutert.

Turmalin, Rutil, Zirkon, Apatit und Pyrit treten akzessorisch auf.

2. Mineralgehalte

Tab. 17 enthält die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Gesamtgesteinsproben des QS-Profils der Garvera.

Die Chloritoidschiefer des QS-Profiles der Garvera sind durch die Paragenese Quarz–Phengit–Chlorit–Chloritoid – mit oder ohne Paragonit – vertreten. Hämatit und Kalifeldspat fehlen den Chloritoidschiefern der Garvera, wie es die experimentelle Gleichgewichtslehre für Kalifeldspat auch verlangt (H. G. F. Winkler, 1967, S. 95). Die chloritoidfreien Gesteine sind entweder hämatitführend oder zeichnen sich durch ein hohes Phengit/Chlorit-Verhältnis aus. Neben Chloritoid tritt auch erst-

Tabelle 17: *Mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Gesamtgesteinsproben des QS-Profils der Garvera sowie zweier QS-Proben von Obersaxen (in Gewichtsprozenten)*

Probenummer	Phengit	Paragonit	Chlorit	Chloritoid	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Dolomit	Calcit	Magnesit	Fe-Mg-Carbonat	Hämatit
MF 125	25–30	5	5–10	—	51	3	1	3,6	—	—	—	4
MF 126	20–25	10	5–10	—	37	4½	14	—	0,4	—	2,5	—
MF 128	25–30	—	20–25	2–3	30	—	2	—	12,0	—	—	—
MF 129	25–30	—	25–30	0,3	29	—	2	—	14,2	—	—	—
MF 130	35–40	—	5–10	18–19	33	—	2	—	7,2	—	—	—
MF 131	20–25	—	15–20	14	43	—	2½	—	1,9	—	—	—
MF 132	35–40	5	15–20	—	31	4	2½	—	0,5	0,9	—	7
MF 133	10	5–10	5–10	18	53	—	—	—	0,8	0,9	—	—
MF 134	10	5	5–10	16	58	—	1½	—	0,3	—	2,0	—
MF 135	25–30	—	5	15	44	—	2	—	—	0,7	—	—
MF 405	35–40	—	5–10	—	37	4	1	6,6	—	—	—	5
MF 407	45	—	10–15	—	37	2	2½	0,9	—	—	—	—

mals Paragonit als alpidisch-metamorphe Neubildung auf. Bereits C. SCHMIDT (1891, S. 20/21) bestimmte Paragonit in den QS von Curaglia auf mikrochemischem Wege. Nach unseren Ergebnissen muss dieses Mineral viel häufiger auftreten, als bisher angenommen wurde.

P. NIGGLI (1912) unterschied in der «Chloritoidschieferserie» der östlichen Urseren-Zone sechs Gesteinstypen, die er mit verschiedenen Lokalnamen versah. Die Unterscheidung fusst vor allem auf der Anwesenheit des Chloritoids und der verschiedenen Farbe der Gesteine, die durch Hämatit (violett), kohliges Pigment (schwarz) und Phengit + Chlorit (grün) hervorgerufen wird. Nach P. NIGGLI (1912, S. 51) besitzt die verschiedene Typenausbildung ihre eigentliche Ursache nicht im Chemismus. Diese Frage wird in Teil IV behandelt werden.

Tabelle 18: *Chemische Analysen von 3 QS aus der Chloritoid-Zone des Vorderrheintales*

Gew.-%	MF 131	MF 405	MF 407
SiO_2	58,3	55,8	66,5
Al_2O_3	19,7	16,5	17,9
Fe_2O_3	1,9	6,0	1,2
FeO	6,8	0,86	1,7
MnO	0,08	0,07	0,02
MgO	2,6	5,1	2,2
CaO	0,88	2,2	0,55
Na_2O	0,73	0,43	0,57
K_2O	2,6	4,0	4,7
TiO_2	0,84	0,62	0,80
P_2O_5	0,06	0,14	0,07
CO_2	0,8	3,2	0,45
$H_2O^{tot.}$	4,6	4,1	3,6
Summe	99,89	99,02	100,26
si	255	200	328
al	44½	35	52
fm	42½	46	27½
c	4	8½	3
alk	9	10½	17½
mg	0,35	0,59	0,59
k	0,70	0,86	0,85
co_2	5	16	3
Oxydationsgrad	20	86	38

Analytiker: M. Frey

MF 131: Grüner Chloritoidschiefer, westl. Garvera (Koord. 711.625/172.400/2210), Obere metamorphe Tonschiefer, Urseren-Zone.

MF 405: Roter Mergelschiefer, Wald Plattas östl. Surcuolm (Koord. 731.200/179.900/1420), Obere metamorphe Tonschiefer, Autochthon des nordöstlichen Gotthardmassivs.

MF 407: Grüner Phyllit, östl. Surcuolm (Koord. 730.625/179.850/1400), Obere metamorphe Tonschiefer (?), Autochthon des nordöstlichen Gotthardmassivs.

3. Chemismus

Der Chemismus der Chloritoidschiefer des östlichen Gotthardmassivs wurde von P. NIGGLI (1912) ausführlich untersucht. Wir beschränkten uns deshalb auf drei Gesamtgesteinsanalysen, die in Tab. 18 enthalten sind. Da von der Probe MF 131 schon der Chloritoid analysiert wurde, war es sinnvoll, auch das zugehörige Gesamtgestein zu analysieren. Die beiden andern analysierten Proben stammen von Obersaxen, wo die QS keinen Chloritoid enthalten, obwohl direkt benachbarte Lias-Gesteine Chloritoid führen. Die beiden Analysen sollen deshalb die Frage abklären helfen, ob das Fehlen von Chloritoid in diesen Gesteinen dem Pauschalchemismus zuzuschreiben sei oder nicht; P. NIGGLI (1912, S. 51) hat diese Frage für die Gesteine der östlichen Urseren-Zone verneint.

Obwohl alle drei analysierten QS nach der Nomenklatur von P. NIGGLI (1934) zu den Alumosilikatgesteinen gehören und alle drei Gesteine in der Chloritoid-Zone liegen, führt nur Probe MF 131 Chloritoid. Diese Probe zeichnet sich durch hohe Al- und Fe^{2+}-Gehalte sowie relativ niedrigen K-Gehalt aus. Demgegenüber sind die beiden chloritoidfreien Gesteine relativ K-reich, Probe MF 407 dazu verhältnismässig Fe-arm, und bei Probe MF 405 liegt fast alles Fe in dreiwertiger Form vor (Hämatit!). Ob die hier aufgezählten chemischen Unterschiede der drei erwähnten Proben für die Chloritoidbildung in den QS im allgemeinen ausschlaggebend sind oder nicht, wird in Teil IV behandelt werden.

H. Die untersuchten Quartenschiefer-Proben des Lukmanier-Gebietes

Dank den Arbeiten unter P. Niggli gehören die QS des Lukmanier-Gebietes zu den petrographisch und chemisch bestuntersuchten Gesteinsformationen der Schweizer Alpen (W. VAN HOLST, 1913; L. J. KRIGE, 1918; P. NIGGLI, 1929; L. BOSSHARD, 1929). Den bisherigen ca. 50 Gesamtgesteinsanalysen standen aber nur ein knappes halbes Dutzend Mineralanalysen von QS des Lukmanier-Gebietes gegenüber. Es gilt daher, in diesem Abschnitt die Grundlage für eine moderne Mineralogie der QS auf geochemischer Basis zu schaffen. Diese Untersuchungen wurden mit der Absicht ausgeführt, Auskünfte über das chemische Gleichgewicht während der alpidischen Metamorphose der QS zu erhalten. Diese Frage wird in Teil IV behandelt werden. Da die Bearbeitung der QS des Lukmanier-Gebietes nur *einen* Teil der vorliegenden Arbeit ausmacht, mussten wir uns vorläufig mit der Untersuchung von 10 sorgfältig ausgewählten Proben begnügen.

1. Labormethoden

a) *Probenaufbereitung und Mineralseparation*

Von jeder der 10 Proben wurden mindestens 30 kg frisches Gesteinsmaterial geschlagen. Die Aufarbeitung und Mineralseparation der Proben durfte ich freundlicherweise im Labor für Altersbestimmung unseres Institutes unter der Leitung von Frl. Prof. Dr. E. Jäger durchführen. Für eine genauere Beschreibung der hier verwendeten Methoden sei auf die Arbeit von M. WÜTHRICH (1965) verwiesen.

Nachdem eine Probe den Backenbrecher passiert hatte, wurde ein repräsentatives Aliquot für die chemische Gesteinsanalyse gewonnen. Eine Scheibenmühle diente zur weiteren Verkleinerung des Gesteinsmaterials, das hierauf in verschiedene Siebfraktionen aufgeteilt wurde. Die Biotite wurden aus der Fraktion 50–80 Mesh mittels eines Trockenschütteltisches angereichert, desgleichen die Hellglimmer aus der Fraktion 80–100 Mesh. Für alle andern Mineralien (Granat, Hornblende, Chloritoid, Staurolith und Disthen) verwendeten wir die Siebfraktion <100 Mesh; eine erste Anreicherung geschah mit Hilfe eines Nassschütteltisches.

Die endgültige Reinigung der Mineralkonzentrate geschah durch eine kombinierte Anwendung von magnetischer Trennung und Schwereflüssigkeiten (Bromoform, Methylenjodid, Clerici-Lösung). Die Glimmerkonzentrate konnten durch Reiben in Alkohol weitgehend von Einschlüssen gereinigt werden.

Die erzielte Reinheit der einzelnen Mineralkonzentrate betrug für die Glimmer, Hornblende und Disthen mehr als 98%. Die im Dünnschliff poikiloblastisch auftretenden Mineralien Granat und Staurolith sowie der einschlussreiche Chloritoid konnten mit obigen Methoden nicht genügend rein getrennt werden. Für eine chemische Analyse dieser Mineralien wurde daher die Elektronen-Mikrosonde zu Hilfe gezogen.

b) *Nasschemische Analysen*

Die Gesamtgesteine, die Glimmer sowie die Hornblenden wurden nasschemisch nach der Methode der «Rapid-Analyses» analysiert, wie auf S. 32 beschrieben. Für Gesteine und Mineralien mit hohem Eisengehalt erfolgte die Wasserbestimmung nicht mehr im Penfield-Rohr, sondern es wurde der Glühverlust bei 1000 °C bestimmt und eine Korrektur für die Oxydation des zwei- zum dreiwertigen Eisen vorgenommen. Ein Aufschluss von Borsäure und Lithiumfluorid nach V. S. Biskupsky (1965) diente zur Bestimmung des Gesamteisengehaltes eines Disthens.

c) *Analysen mit der Elektronen-Mikrosonde*

Da die Mineralkonzentrate der Granate, Staurolithe und Chloritoide nicht mit erwünschter Reinheit hergestellt werden konnten, wurden diese Mineralien mit der Elektronen-Mikrosonde analysiert. Sämtliche Analysen wurden von Herrn G. Burri auf einer «Microsonde CAMECA, type MS 85», ausgeführt. Gearbeitet wurde im Spannungsbereich von 17,5–25 kV mit je einem Quarz- und Glimmerkristall. Als Präparate dienten die für die nasschemische Analyse ungenügend reinen Mineralkonzentrate sowie ungedeckte Dünnschliffe. Alle Bestimmungen wurden an verschiedenen Mineralkörnern bzw. Stellen der Dünnschliffe wiederholt.

Es wurden folgende Standards verwendet:

- Granate R und V (Almandine) von Ostindien (A. Arnold, im Druck);
- Staurolith, Gassetts Schist, Vermont (Analytiker: J. Ito);
- Chloritoid von Hennensädel südl. Vals (unpublizierte, korrigierte Analyse, ersetzt diejenige in L. van der Plas et al., 1958);
- Chlorit LA-10 p, Lincoln Mt., Vermont (A. L. Albee, 1965 *c*, S. 256);
- Chlorit L. A. Clark (W. Petruk, 1964, S. 68);
- Biotit-Standard Basel.

Um den hohen Mn-Gehalt des zonierten Granates MF 333 zu ermitteln, wurde als Standard reines Mn verwendet. Die Messresultate aller Granate wurden nach den Methoden von R. Theisen (1965) korrigiert. Bei den Chloritoid- und Staurolithanalysen erwiesen sich Korrekturen für die Matrixeffekte als überflüssig, da die Analysen- und Standardproben chemisch nur wenig voneinander abweichen.

d) *Bestimmung der optischen Eigenschaften*

Die Lichtbrechungen wurden bei Na_D-Licht mit dem Flüssigkeitssatz der Firma Cargille (USA) bestimmt; zur Kontrolle der Flüssigkeiten diente ein Leitz-Jelley-Refraktometer. Die Bestimmung des Anorthitgehaltes der Plagioklase, der Auslöschungsschiefen und der Achsenwinkel der Hornblenden erfolgte mit einem dreiaxigen Universaldrehtisch.

2. Beschreibung der Proben

Die 10 untersuchten Proben stammen, von einer Ausnahme abgesehen, alle aus den QS.

Probe MF 101 – ein Biotit-Chloritschiefer – kommt aus dem auf S. 21 beschriebenen QS-Profil (Schichtglied 3) an der neuen Lukmanierstrasse im Nordschenkel der Scopi-Mulde (Koord. 704.600/159.825/1945). Es ist ein hellgrüner Schiefer mit bis 2 mm grossen Querbiotiten, die sich in einer Grundmasse von Quarz, Chlorit, Phengit *und* Muskovit befinden. In zwei Dünnschliffen konnten vereinzelte Margarit-Porphyroblasten festgestellt werden. Vom Biotit und dem Gesamtgestein dieser Proben führte Frl. Prof. Dr. E. Jäger je eine Rb-Sr Altersbestimmung aus (vgl. S. 134).

Die Proben MF 147 und MF 149 – ein Biotit-Hornblendeschiefer bzw. ein Epidot-Hornblende-Biotitschiefer – wurden den Schichtgliedern (2) bzw. (3) des auf S. 22 beschriebenen QS-Profiles im Val Casatscha entnommen, d. h. ebenfalls aus dem Nordschenkel der Scopi-Mulde. Probe MF 147 ist ein dunkelgrünes, feinkörniges Gestein, das im Felde ein geringmächtiges Band (0–0,3 m) bildet. Der mikroskopische Befund verstärkt den Eindruck der schon im Felde gemachten Vermutung, es könnte sich bei diesem Gestein um tuffitisches Material handeln. Zwei Drittel des Gesteins werden allein von

einer grünen Hornblende aufgebaut; Biotit und unverzwillingter Albit sind die nächstwichtigen Gemengteile, während der Quarzgehalt auffallend stark zurücktritt (vgl. Tab. 19). Probe MF 149, nur etwa ½ m von Probe MF 147 entfernt, ist ein graubraun-grünes schiefriges Gestein, ebenfalls feinkörnig wie Probe MF 147. Nur die Mengenverhältnisse, nicht aber der Mineralbestand unterscheidet die beiden Proben voneinander (vgl. Tab. 19).

Als einzige stammt *Probe MF 94* – ein Chloritoidschiefer – aus dem unteren Lias im Südschenkel der Scopi-Mulde (Koord. 704.500/158.850/2060). In der silbergrau gefärbten Probe sind dunkle Chloritoid-Porphyroblasten gut von Auge erkennbar, die in 2–3 mm mächtigen, dunkel gefärbten Lagen zusammen mit Chlorit und «Graphit» angereichert sind. Es dürfte sich um die gleichen Gesteine handeln, die W. VAN HOLST (1913, S. 38) aus den Sandsteinquarziten oberhalb St. Maria beschrieben hat. Die ca. 1 mm grossen Chloritoid-Porphyroblasten, die nur teilweise gute Eigengestalt zeigen, befinden sich in einer Matrix aus Quarz, Hellglimmer und Chlorit. Die beiden letzteren Mineralien bilden die schiefrige Textur des Gesteins. Nur vereinzelt treten 0,1 mm grosse Disthenkristalle auf, die meistens in Gesellschaft von Chloritoid und Chlorit zu finden sind. Sämtliche erwähnten Mineralien können in direktem Kontakt miteinander beobachtet werden, ohne dass ein Mineral sichtbar das andere ersetzen würde.

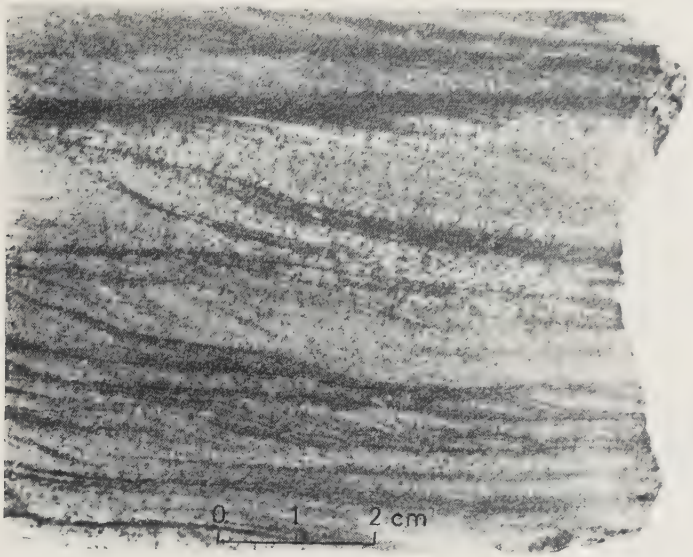


Fig. 18: Schrägschichtung in einem disthen- und staurolithführenden Quartenschiefer aus dem Profil von Casaccia (MF 160).

Die beiden *Proben MF 160 und MF 161* – ein staurolith- und disthenführender Chloritoidschiefer bzw. ein Disthen-Staurolith-Chloritoidschiefer – stammen aus dem auf S. 23 beschriebenen QS-Profil oberhalb Casaccia (Schichtglieder 6 bzw. 7), d. h. aus der Basis der metamorphen Grobdetritischen Schichten. Probe MF 160 kommt aus einem etwa 3 m mächtigen Band, welches abwechslungsweise silbergraue und schwarze Lagen enthält, die schöne Schrägschichtungen zeigen (Fig. 18). Makroskopisch kann in dem ziemlich massigen und im dm-Bereich spaltenden Gestein nur Chloritoid mit Sicherheit identifiziert werden. Mikroskopisch bildet Chloritoid hübsche Rosetten von ca. ½ mm Durchmesser. Die Farbe der schwarzen Lagen wird durch Ilmenitleisten von max. 0,5 mm Länge verursacht. Staurolith- und Disthen-Porphyroblasten mit häufig nur unvollkommener Eigengestalt durchwachsen den Chloritoid. Auf die Entstehung des Staurolithes und Disthens wird in Teil IV eingegangen. Die Grundmasse wird hauptsächlich durch Quarz und Hellglimmer aufgebaut. Der selten vorhandene Biotit bildet formlose Blättchen von etwa 0,01 mm Grösse. Probe MF 161 wurde aus einer etwa ½ m mächtigen Schicht direkt über Probe MF 160 gesammelt. Das grauschwarze Gestein ist massig und verwittert rostig; makroskopisch fallen bis 1 cm lange Disthenstengel auf. Mikroskopisch treten neben Disthen porphyroblastisch auf: Chloritoid in ca. 0,2 mm grossen Büscheln, Staurolith mit Kniezwillingen von 0,5 bis 1 mm Grösse, maximal 0,5 mm lange Ilmenitleisten sowie

0,5 mm grosse, polysynthetisch verzwillingte Chlorittafeln. Die Grundmasse wird von Quarz und Hellglimmer gebildet. Wie in Probe MF 160 scheint mikroskopisch gesehen ein Gleichgewichtszustand vorzuliegen; alle Mineralien kommen miteinander in direktem Kontakt vor. Auf die Beziehungen zwischen Chloritoid und Staurolith wird in Teil IV eingegangen. Die beiden hier beschriebenen Proben MF 160 und 161 wurden erstmals durch W. VAN HOLST (1913, S. 23/24) bekannt wegen des gleichzeitigen Auftretens von Chloritoid und Staurolith.

Die Proben MF 228 und 307 wurden an der berühmten Lokalität Frodalera geschlagen. *Probe MF 228* stammt aus der Wand des durch eine Wegerweiterung neu geschaffenen Aufschlusses südlich der Hütten von Frodalera (706.840/154.140/1765) und kann im Felde als Granat-Biotit-Plagioklas-Hornblendegneis bezeichnet werden. Granat bildet etwa 1 cm grosse, idiomorph ausgebildete Einsprenglinge. Hornblende kommt in bis 8 cm langen Stengeln vor. Mikroskopisch zeigt der poikiloblastisch ausgebildete Granat hauptsächlich Einschlüsse von Quarz und Klinozoisit. Durch den Verlauf des Grundgewebes – deutlich gemacht durch die unzähligen Quarzeinschlüsse – kann eine leichte Internrotation der Granate festgestellt werden. Auch die Siebstruktur der Hornblenden wird hauptsächlich durch Quarzeinschlüsse hervorgerufen. Der maximal 2–3 mm grosse Biotit besitzt radioaktive Höfe um Zirkon- und Orthit-Einschlüsse. Der ca. 1 mm grosse Plagioklas (Oligoklas–Andesin) zeigt z.T. polysynthetische Zwillingsbildung. Disthen kommt vereinzelt in 2–5 mm langen Stengeln vor. Chlorit ist als retrograde Bildung an Granat und Biotit gebunden. Die genaue mineralogische Zusammensetzung des Gesteins ist aus Tab. 19 ersichtlich.

Probe MF 307 – ein granat- und staurolitführender Hornblende-Disthen-Biotitschiefer – wurde ca. 50 m ENE von Probe MF 228, ca. 10 m oberhalb des Weges, entnommen (706.880/154.150/1775). Makroskopisch fallen neben den bis 8 cm langen Hornblendestengeln auf Anwitterungsflächen besonders die vielen zahlreichen Disthenstengel auf, welche die Hornblenden durchspiessen. Der selten auftretende Granat erreicht nur einen Durchmesser von etwa 2–4 mm. Neben den erwähnten Mineralien treten noch Biotit, Plagioklas und Staurolith von höchstens 3 mm Grösse porphyroblastisch auf. Die mikroskopische Erscheinungsweise all dieser Porphyroblasten gleicht sehr denjenigen in Probe MF 228. Chlorit tritt vorwiegend auf Klüften oder als retrograde Bildung von Biotit auf.

Probe MF 315 – ein Granat-Staurolithschiefer – stammt aus dem auf S. 25 beschriebenen QS-Profil (Schichtglied 1) aus dem Grenzbereich Trias–Lias östl. Brönich (707.650/153.950/1760). Im Aufschluss bildet das Gestein Platten im dm-Bereich, im Handstück erscheint das grau-rot-braune Gestein massig. Makroskopisch fällt der Reichtum an bis 1 cm grossen Staurolith-Porphyroblasten auf, die lagenweise bis über die Hälfte des Gesteinvolumens erfüllen können. Die idiomorphen Granate erreichen nur einen Durchmesser von etwa 2 mm. Mikroskopisch kommen neben den schon erwähnten Mineralien Staurolith und Granat, seltener Biotit, Oligoklas und Disthen als Porphyroblasten vor. Das Grundgewebe besteht vorwiegend aus Quarz und Hellglimmer, daneben Oligoklas, Biotit und Ilmenit. Quarz, Plagioklas und Ilmenit bilden Einschlüsse in den Porphyroblasten. Aus den Holoblasten herausragende Ilmenitleisten sind häufig an deren Rand geknickt.

Bei Probe MF 315 dürfte es sich um dasselbe Gestein handeln, an dem V. TROMMSDORFF (1964) die Internregelung am Staurolith untersucht hat. Auf einige Fragen des Verhältnisses von Kristallisation zu Deformation wird in Teil IV eingegangen.

Probe MF 333 wurde am SW-Grat des P. Molare, ca. 50 m unterhalb des Gipfels, geschlagen (709.450/149.500/2560). Das Gestein kann im Felde als Granat-Zweiglimmergneis bezeichnet werden. Stellenweise ändert sich die Grösse der Granat-Porphyroblasten innerhalb des Handstückbereichs von 1 mm bis zu 1 cm Durchmesser. In der Probe MF 333 beträgt der Granat-Durchmesser im Mittel 2 mm. Mikroskopisch kann in den Granaten ein einschlussreicher Kern von einem fast einschlussfreien Rand unterschieden werden. Neben Granat treten nur selten polysynthetisch verzwillingter Plagioklas, Biotit bis zu 3 mm Grösse mit vielen radioaktiven Höfen sowie durchsiebte Disthene und Staurolithe als Porphyroblasten auf. Das Grundgewebe wird hauptsächlich von Quarz und Hellglimmer gebildet, daneben auch von Plagioklas und Biotit. Chlorit tritt als Spaltenfüllung in Granat und zusammen mit Biotit verwachsen auf; er muss als retrograde Bildung angesehen werden.

Tabelle 19: *Mineralogische Zusammensetzung der im Detail untersuchten Gesteine des Lukmanier-Gebietes (in Gewichtsprozenten)*

	MF 101	MF 147	MF 149	MF 94	MF 160	MF 161	MF 228	MF 307	MF 315	MF 333
Quarz	33	3	14	33	40	23	17	29	24	17
Plagioklas	3	13	23	1	1	3	21	12	5	16
Phengit + Muskovit	50	—	—	30–35	25	25–30	—	—	10	30
Paragonit	—	—	—	5–10	5	10–15	—	—	10–15	1
Biotit	5	12	28	—	½	tr	10	18	1	8
Chlorit	7	4	3	10	3	3	3	6	1	1
Chloritoid	—	—	—	10	18	12	—	—	—	—
Staurolith	—	—	—	—	2	8	tr	8	40	6
Disthen	—	—	—	tr	3	5	6	14	tr	7
Hornblende	—	66	16	—	—	—	30	8	—	—
Granat	—	—	—	—	—	—	11	1	5	11
Epidotgruppe	—	1	15	—	—	—	½	2	—	—
Ilmenit	1	—	—	—	3	4	½	½	2	1
Rutil	—	—	—	½	—	—	—	—	—	—
Titanit	—	½	2	—	—	—	—	—	—	—
Apatit	—	tr	—	tr	tr	tr	tr	½	tr	½
Turmalin	½	—	tr	1	½	tr	½	1	tr	1
Pyrit	—	—	—	—	—	tr	—	—	—	—
«Graphit»	—	—	—	tr	tr	tr	—	—	—	—

Tabelle 20: *Chemische Analysen der 10 im Detail untersuchten Gesamtgesteine des Lukmanier-Gebietes*

Gew.-%	MF 101	MF 147	MF 149	MF 94	MF 160	MF 161	MF 228	MF 307	MF 315	MF 333
SiO_2	61,8	50,1	54,8	56,5	63,4	52,9	53,0	59,0	54,6	55,7
Al_2O_3	18,5	12,8	16,6	24,7	21,0	29,7	20,6	20,3	27,9	24,4
Fe_2O_3	1,8	0,90	1,7	8,45*	6,2*	4,7*	8,8*	6,8*	10,3*	9,4*
FeO	3,9	8,2	5,8							
MnO	0,01	0,24	0,07	0,05	0,02	0,02	0,05	0,02	0,05	0,57
MgO	2,9	13,0	6,6	1,5	1,0	1,5	3,9	5,9	1,4	3,1
CaO	0,58	7,3	5,6	0,52	0,50	0,35	7,3	1,8	0,31	0,25
Na_2O	0,38	2,2	3,0	1,2	1,0	2,2	2,2	1,6	1,8	2,0
K_2O	5,1	1,9	2,6	2,7	2,6	3,1	1,0	1,8	1,2	3,2
TiO_2	0,98	0,46	0,83	0,86	1,2	1,3	0,59	0,80	1,5	0,87
P_2O_5	0,01	0,07	0,01	0,08	0,08	0,09	0,07	0,16	0,11	0,17
CO_2	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—
$H_2O^{tot.}$	3,6	2,0	2,1	3,8	2,5**	3,9**	2,3**	1,9**	1,0**	1,1**
Summe	99,56	99,17	99,71	100,31	99,50	99,66	100,01	100,08	100,15	100,76
si	257	109	150	212	292	191	150	194	187	182
al	45½	16½	27	54½	57	63	34½	39	56	47
fm	37	59	44	32½	28½	20½	35½	45½	34	39½
c	2½	17	16½	2	2½	1½	22	6½	1	½
alk	15	7½	12½	11	12	15	8	9	9	13
mg	0,48	0,71	0,61	0,26	0,24	0,39	0,47	0,63	0,21	0,38
k	0,90	0,36	0,36	0,60	0,64	0,49	0,23	0,42	0,31	0,52
co_2	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
Oxydationsgrad	29	9	21	—	—	—	—	—	—	—

* Vorläufig alles Fe als Fe_2O_3 bestimmt.

** Als Glühverlust bestimmt. Korrektur für FeO ist noch nicht zu berücksichtigen. Die Summe der Analyse ändert sich dadurch nicht.

Analytiker: M. Frey

In Tab. 19 sind die mineralogischen Zusammensetzungen der 10 genauer untersuchten Proben aus dem Lukmanier-Gebiet in Gewichtsprozenten angegeben. Die Quarz- und Feldspatgehalte wurden röntgenographisch ermittelt (vgl. S. 31). Mit der «point-counter»-Analyse konnten nur die Mineralien der Grundmasse und die kleineren Porphyroblasten erfasst werden. Die Menge der grösseren Porphyroblasten wurde auf angeschliffenen Gesteinsflächen planimetrisch ermittelt. Da sämtliche Hauptmineralien chemisch analysiert wurden, konnte der Gewichtsanteil eines bestimmten Minerals leicht aus dessen volumetrischem Anteil errechnet werden. Paragonit und Phengit–Muskovit konnten diffraktometrisch auseinandergehalten werden.

3. Chemismus der Gesamtgesteine

Einer der Wege, die progressive Regionalmetamorphose zu untersuchen, besteht darin, festzustellen, ob gesetzmässige Änderungen im Chemismus eines einzelnen Minerals auftreten. Der Chemismus eines Minerals ist aber nicht nur vom Metamorphosegrad abhängig, sondern auch von der Paragenese und dem Chemismus des Gesamtgesteins. Es wäre deshalb unvorsichtig, von Änderungen im Mineralchemismus direkt auf Metamorphoseänderungen schliessen zu wollen, ohne den Gesamtgesteinschemismus und die Paragenese berücksichtigt zu haben. Es schien deshalb angezeigt, von den 10 mineralogisch genauer untersuchten Proben des Lukmanier-Gebietes je eine Gesamtgesteinsanalyse durchzuführen. Tab. 20 zeigt die Resultate dieser chemischen Untersuchungen.

Nach der chemischen Benennungsweise der Gesteine nach P. Niggli (1934) gehören 7 der analysierten Proben zu den Alumosilikatgesteinen (Proben MF 101, 94, 160, 161, 307, 315 und 333), zwei Proben zu den Kalk-Alumosilikatgesteinen (Proben MF 149 und 228) und Probe MF 147 zu den femischen Silikatgesteinen. Die Alumosilikatgesteine zeichnen sich durch hohe bis sehr hohe al-Werte und niedrige c-Werte aus. Erwähnenswert ist das teilweise Überwiegen von Na_2O über K_2O. Die beiden Kalk-Alumosilikatgesteine weisen trotz relativ hohen Ca- und Mg-Gehalten praktisch kein CO_2 auf. Auf diese wichtige Tatsache wird in Teil IV besonders eingetreten. Probe MF 147, die im Felde als möglicher Tuffit erkannt wurde, unterscheidet sich auch chemisch von allen andern Analysen. Auf die Frage des Vorhandenseins vulkanischen Materials in den QS wird in Teil III gesondert eingegangen.

4. Mineralogie

Die wichtigsten Mineralien der 9 untersuchten QS-Proben und einer Lias-Probe sind Quarz, Plagioklas, Phengit, Muskovit, Paragonit, Biotit, Chlorit, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Hornblende, Granat, Mineralien der Epidotgruppe und Ilmenit. Neu wurden 2 Muskovite, 6 Biotite, 3 Chloritoide, 4 Staurolithe, 4 Hornblenden und 5 Granate analysiert.

Quarz kommt in der Grundmasse aller 10 untersuchten Proben vor; er zeigt meist nur leichte undulöse Auslöschung. Quarz bildet auch Adern und Knauer in fast allen Gesteinen des Lukmanier-Gebietes.

Plagioklas fanden wir in allen Proben, einen wichtigen Gemengteil bildet er aber nur in der Hälfte der 10 untersuchten Gesteine. Da der Plagioklas häufig unverzwillingt auftritt, verursacht seine

Tabelle 21: *Optische Bestimmung der Plagioklase*

Probe-Nr.	Fundort	Auftreten	An-Gehalt
MF 147	Val Casatscha	in Grundmasse	0–5
MF 149	Val Casatscha	in Grundmasse	0–5
MF 228	Frodalera	porphyroblastisch	25–35
MF 307	Frodalera	porphyroblastisch	35–40
MF 333	P. Molare	porphyroblastisch	17–23

genauere Bestimmung Schwierigkeiten. Kleinere Plagioklas-Gehalte konnten nur diffraktometrisch festgestellt werden, wohl ein Grund dafür, dass W. VAN HOLST (1913) aus dem Scopi-Gebiet praktisch keinen Plagioklas erwähnt. Tab. 21 zeigt die Resultate der optischen Bestimmungen der Plagioklase derjenigen Proben, in denen er einen Hauptbestandteil bildet.

Während in den beiden nördlicher gelegenen Proben Albit auftritt, kommen in den weiter südlich gelegenen Oligoklas bis Andesin vor. Vier der untersuchten Plagioklase treten zusammen mit Hornblende und Mineralien der Epidotgruppe, jedoch ohne Carbonat auf; der An-Gehalt der Plagioklase dieser Paragenese ist nach E. WENK (1962, S. 142) kritisch für die Beurteilung des Metamorphosegrades. Wir werden auf diese Frage in Teil IV eingehen.

Hellglimmer: In den untersuchten 10 Proben treten als Hellglimmer Phengit, Muskovit und Paragonit auf. Margarit konnte in zwei anderen QS-Proben festgestellt werden.

Tabelle 22: *Chemische Analysen, Formelberechnungen und optische Eigenschaften von zwei Muskoviten (MF 101, MF 333) und einem Hellglimmer-Konzentrat (MF 315), welches Muskovit und Paragonit zu etwa gleichen Teilen enthält. Zum Vergleich ältere Analyse aus den QS von Campra*

Gew.-%	MF 101	MF 333	MF 315	Probe Campra
SiO_2	51,7	46,8	49,6	45,6
Al_2O_3	28,1	32,6	34,1	33,6
Fe_2O_3	2,2*	1,2	0,33	1,96
FeO		1,2	0,32	0,38
MnO	n.d.	0,01	< 0,01	0,10
MgO	1,8	1,0	0,76	2,3
CaO	0,22	0,09	0,00	0,00
Na_2O	0,6	1,9	4,6	1,6
K_2O	9,6	8,5	3,8	8,8
TiO_2	0,48	0,41	0,27	1,8
H_2O	4,5**	4,5	4,4	3,9
Summe	99,20	98,21	98,18	100,04

* Alles Fe als Fe_2O_3 bestimmt (Mangel an Material).
** H_2O berechnet auf der Basis von 4 (OH)/Elementarzelle.

Analytiker:	M. Frey	M. Frey	M. Frey	J. Jakob
Si	6,86	6,30		6,09
Al^{IV}	1,14	1,70		1,91
Al^{VI}	3,26	3,48		3,38
Fe^{3+}	0,23	0,13		0,19
Fe^{2+}	n.d.	0,14		0,04
Mg	0,36	0,20		0,46
Ti	0,05	0,04		0,18
Total	3,90	3,99		4,25
K	1,63	1,46		1,49
Na	0,16	0,50		0,42
Ca	0,03	0,02		0,00
Total	1,82	1,97		1,91
O	20,00	19,95		20,52
OH	4,00	4,05		3,48
2 P (~Mol.-% Seladonit)	19	17	—	23½
S	6,0	3,7	—	3,2
$n_\beta \pm 0{,}002$	1,595	1,497	1,593*	—
2 V	37–40°	38–40°	39–45° *	—
$d(002) \pm 0{,}004$	9,951 Å	9,931 Å	9,929 Å *	—

* Angaben für Muskovit

Phengit–Muskovit: Dioktaëdrischer Kalium-Glimmer kommt in 6 der 10 untersuchten Gesteine vor, und zwar fehlt er in allen hornblendeführenden QS. Die Separierung reiner Muskovit–Phengit-Konzentrate für die chemische Analyse gelang für die Proben MF 101 und MF 333 (in der letztgenannten Probe wurde nachträglich Paragonit in einer Menge $<5\%$ röntgenographisch nachgewiesen); die übrigen Hellglimmer-Konzentrate enthielten sowohl Muskovit als auch Paragonit, die nicht weiter getrennt werden konnten.

Tab. 22 enthält die chemischen Analysen und optischen Eigenschaften von zwei Muskoviten und einem Hellglimmer-Konzentrat, welches Muskovit und Paragonit zu etwa gleichen Teilen enthält. Ferner wurde in Tab. 22 eine ältere Hellglimmer-Analyse von J. Jakob aufgenommen (P. Niggli et al., 1930, S. 11), welche einem QS von Campra entstammt.

Nach B. Velde (1965 *a*) sind Phengite intermediäre Glieder von Mischkristallreihen zwischen idealem Muskovit, $KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$, und Seladonit, $KR^{2+}R^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$. Phengite unterscheiden sich von idealem Muskovit durch den Ersatz $(Mg, Fe^{2+})Si \sim 2Al$.

Nach S. Graeser & E. Niggli (1967, S. 97) kann die Phengit-Tendenz einer Analyse durch die P-Zahl charakterisiert werden, welche angibt, wie gross der prozentuale Anteil der Mg- und Fe^{2+}-Teilchen an der Gesamtsumme der Teilchen in Sechserkoordination ist. Nach denselben Autoren (S. 98) wird die Grenze zwischen Muskovit und Phengit bei einem Wert von $2P = 25$ gelegt (Phengite: $2P > 25$; Muskovite: $2P < 25$). Phengite bzw. Muskovite können auch durch die S-Zahl charakterisiert werden, welche definiert ist als das atomare Verhältnis Si/Al^{IV} auf den Plätzen mit Viererkoordination. Für idealen Muskovit beträgt die S-Zahl = 3, während Phengite höhere S-Zahlen besitzen, da Al durch Si ersetzt wird. Für die P- und S-Werte besteht eine gute lineare Abhängigkeit (S. Graeser & E. Niggli, 1967, Fig. 1).

Auf Grund der oben erwähnten Definitionen und Zusammenhänge ist der dioktaëdrische Kaliglimmer der Probe MF 333 eindeutig als Muskovit zu bezeichnen. Obwohl aus Probe MF 315 nur das Hellglimmer-Konzentrat (Muskovit und Paragonit zu etwa gleichen Teilen) analysiert werden konnte, kann aus den niedrigen Fe- und Mg-Werten ebenfalls auf einen Muskovit geschlossen werden. Schwierig gestaltet sich die Interpretation der Phengit–Muskovit-Analyse aus Probe MF 101. Nach seiner P-Zahl (vgl. Tab. 22) ist der dioktaëdrische Kaliglimmer MF 101 als Muskovit zu bezeichnen, nach seiner hohen S-Zahl aber eindeutig als Phengit. P- und S-Wert des dioktaëdrischen Kaliglimmers MF 101 zeigen demnach keine positive Korrelation.

Eine neuerliche mikroskopische Untersuchung zeigte, dass neben dem makroskopisch weissen, analysierten Phengit–Muskovit der Probe MF 101 auch noch ein Hellglimmer mit stark grünem Pleochroismus auftritt. Dieser zweite Hellglimmer ist bei orthoskopischer Betrachtung nicht vom Chlorit derselben Probe zu unterscheiden und wurde daher zuerst übersehen. Nach der Farbe und Lichtbrechung zu urteilen, bestehen alle Übergänge zwischen farblosem und grünem dioktaëdrischen Kaliglimmer. Tab. 23 zeigt zum Vergleich die optischen Daten der beiden koexistierenden Kali-Hellglimmer der Probe MF 101.

Tabelle 23: *Optische Daten zweier koexistierender Kali-Hellglimmer aus Probe MF 101 (Extremwerte der weissen und grünsten Fraktion)*

Farbe	$n_\beta \pm 0{,}002$	$2V_X$
weiss	1,595	37–40°
grün	1,614	0–26°

Nach dem optischen Befund handelt es sich bei der grünen Varietät um einen ausgesprochen starken Phengit; leider gelang es bisher nicht, dieses Ergebnis chemisch nachzuprüfen, da bis jetzt kein genügend reines Mineralkonzentrat erhalten werden konnte.

Es liegen bis heute sehr wenige Angaben über koexistierende Phengite und Muskovite vor. L. van der Plas (1959, S. 485) erwähnt die beiden Mineralien aus Phengitgneisen des Valsertales;

Rb/Sr-Altersbestimmungen von E. Jäger (in E. JÄGER et al., 1967) haben ergeben, dass der Muskovit ein voralpines, der Phengit aber ein alpines Alter besitzt. Im Gegensatz dazu stammen die koexistierenden Kali-Hellglimmer der Probe MF 101 aus den mesozoischen QS, die mit Sicherheit nur die alpidische Metamorphose erlitten haben. M. L. CRAWFORD (1966, S. 284 u. 290) vermutet die Koexistenz von zwei mehr oder weniger verschiedenen Muskoviten im gleichen Gestein. E. H. BROWN (1967, S. 267) konnte mit Hilfe der Elektronen-Mikrosonde Unterschiede bis zu 10% des Al-Gehaltes in benachbarten Muskovitkörnern feststellen. Nach diesem Autor besteht ein kontinuierlicher Übergang im Chemismus der einzelnen analysierten Kali-Hellglimmer desselben Gesteins, was nach den optischen Befunden auch für die Kali-Hellglimmer der Probe MF 101 zutrifft.

Aus dem Basisabstand des Muskovits kann nach E.-AN ZEN & A. L. ALBEE (1964) der Anteil des Paragonit-Moleküls im Muskovit bestimmt werden. Für den Muskovit der Probe MF 333 konnte eine gute Übereinstimmung zwischen chemisch und röntgenographisch ermitteltem Wert festgestellt werden (26 bzw. 24% Paragonit-Molekül). Das aus dem Basisabstand des Kali-Hellglimmers MF 101 berechnete Paragonit-Molekül ergibt einen viel zu hohen Wert (19 statt 10% Paragonit-Molekül). Die Diskrepanz kann möglicherweise durch die Tatsache erklärt werden, dass in Probe MF 101 ein Phengit vorliegt, die nach W. G. ERNST (1963, S. 1365) im allgemeinen kleinere Basisabstände aufweisen als Muskovite und daher zu hohe Na-Gehalte vortäuschen.

Da in 5 der untersuchten Proben Muskovit zusammen mit Paragonit vorkommt, ist es möglich, dass der Paragonitgehalt des Muskovits Rückschlüsse auf die Bildungstemperatur liefert (H. P. EUGSTER & H. S. YODER, 1955, S. 125). Wir werden auf diese Frage in Teil IV eintreten.

Paragonit: Paragonit tritt in der Hälfte der im Detail untersuchten Gesteine auf. Seine Bestimmung erfolgte röntgenographisch (vgl. S. 50). Im allgemeinen kommt Paragonit in einer deutlich geringeren Korngrösse vor als der begleitende Muskovit, eine Feststellung, die auch A. L. ALBEE (1965 *c*, S. 267) gemacht hat. Die physikalischen Eigenschaften des Paragonites der Probe MF 315 lauten:

$$n_\beta = 1{,}597 \pm 0{,}002$$
$$2V_X = 15\text{–}25^\circ$$
$$d(002) = 9{,}640 \pm 0{,}003\,\text{Å}$$

Wie schon H. HARDER (1956, S. 261) festgestellt hat, ist Paragonit an die Al-reichsten Proben gebunden (al = 47–63, vgl. Tab. 20), also Gesteine, welche Disthen, Staurolith bzw. Chloritoid führen (vgl. Tab. 19). H. HARDER (1956) stellte weiter fest, dass Paragonit in den mesozoischen Sedimenten am Südrande des Gotthardmassivs viel verbreiteter ist, als früher angenommen wurde. Die vorliegenden Untersuchungen haben dies bestätigt.

Margarit: Margarit ist aus dem engeren Lukmanier-Gebiet bisher nur aus dem unteren Lias am Eingang zum Val Rondadura bekanntgeworden (E. NIGGLI, 1955). In den QS wurde Margarit bis heute von U. GRUBENMANN (1888) beim Lago Ritom und von S. GRAESER (1965, S. 607) aus dem Binnatal erwähnt. In zwei QS-Proben des Lukmanier-Gebietes konnte nun dieses Mineral ebenfalls festgestellt werden. Da vorgesehen ist, Vorkommen und Chemismus des Margarites in einer besonderen Arbeit zu untersuchen, wird hier nicht weiter darauf eingegangen.

Biotit: Ausser in den drei chloritoidführenden Proben MF 94, MF 160 und MF 161 bildet Biotit einen Hauptbestandteil in allen untersuchten Gesteinen. Tab. 24 enthält 6 chemische Vollanalysen und eine mit der Röntgen-Mikrosonde ausgeführte Teilanalyse von Biotiten aus den QS des Lukmanier-Gebietes.

Nach der Farbe im Durchlicht können braune und olivbraune Biotite unterschieden werden. A. E. J. ENGEL & C. G. ENGEL (1960) erhielten die beste Übereinstimmung zwischen Biotit-Chemismus und -Farbe bei Verwendung des Verhältnisses (TiO_2/MgO):($Fe_{tot.}$ als FeO); diese Erklärungsweise führt aber bei unseren Biotiten zu keinem befriedigenden Ergebnis. Nach Y. HAYAMA (1959) wird die Biotit-Farbe hauptsächlich durch den TiO_2-Gehalt und das Verhältnis $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$ beein-

flusst. Da unsere Biotite fast identische TiO_2-Gehalte aufweisen, verdient der Oxydationszustand des Eisens besondere Aufmerksamkeit. Die beiden olivbraunen Biotite (vgl. Tab. 24) besitzen nun tatsächlich grössere Fe_2O_3-Gehalte als zwei der braunen Biotite; die zwei übrigen Biotite brauner Färbung mit ebenfalls höheren Fe_2O_3-Gehalten passen aber nicht in das von Y. HAYAMA vorgeschlagene Schema.

Um die Abhängigkeit des Biotit-Chemismus von der chemischen Zusammensetzung des Muttergesteins abzuklären, wurde in Fig. 19 das Verhältnis $Fe^{tot.}/Fe^{tot.} + Mg$ im Biotit gegenüber demselben Verhältnis des Muttergesteins aufgetragen. Wie Fig. 19 zeigt, wird die Fe- und Mg-Verteilung in den Biotiten MF 147, 149 und 101 tatsächlich sehr stark vom Gehalt dieser Elemente im Muttergestein beeinflusst. Dagegen sind die Biotite aller vier granatführenden Proben (MF 307, 228, 333 und 315) gegenüber dem Muttergestein Mg-reicher, was beim hohen Fe-Gehalt unserer Granate (vgl. Tab. 30) verständlich ist; in diesen Fällen ist der Biotit-Chemismus wesentlich von der Paragenese abhängig.

Ob eine Abhängigkeit zwischen Biotit-Chemismus und Metamorphosegrad besteht oder nicht, wird in Teil IV untersucht werden.

Tabelle 24: *6 chemische Vollanalysen und eine mit der Röntgen-Mikrosonde ausgeführte Teilanalyse von Biotiten aus den Quartenschiefern des Lukmanier-Gebietes*

Gew.-%	MF 101	MF 147	MF 149	MF 228	MF 307	MF 333	MF 315
SiO_2	36,2	37,2	36,7	36,8	37,6	36,7	
Al_2O_3	18,9	17,4	18,8	18,2	18,1	18,8	
Fe_2O_3	1,8	2,7	2,9	2,9	2,35	1,8	
FeO	16,9	11,4	12,9	12,0	11,4	14,1	15,3*
MnO	0,05	0,20	0,22	0,05	0,03	0,08	
MgO	10,3	14,5	13,0	14,4	15,5	13,7	12,1
CaO	0,07	0,20	0,27	0,07	0,09	0,2	
Na_2O	0,75	0,26	0,6	0,4	0,65	0,85	
K_2O	8,5	9,0	9,1	8,6	8,7	8,2	
TiO_2	1,45	1,4	1,5	1,4	1,2	1,5	
H_2O**	4,7	4,2	4,1	4,2	4,2	4,2	
Summe	99,62	98,46	100,09	99,02	99,82	100,13	

* Alles Fe als FeO berechnet.
** Bestimmung als Glühverlust und Korrektur für Oxydation von FeO.

Si	5,34	5,52	5,42	5,43	5,48	5,39
Al^{IV}	2,66	2,48	2,58	2,57	2,52	2,61
Al^{VI}	0,67	0,56	0,68	0,60	0,60	0,64
Fe^{+3}	0,20	0,30	0,32	0,32	0,25	0,19
Fe^{+2}	2,10	1,41	1,60	1,48	1,39	1,73
Mn	0,01	0,03	0,03	0,01	—	0,01
Mg	2,28	3,20	2,86	3,16	3,36	3,00
Ti	0,17	0,16	0,16	0,16	0,13	0,17
Total	5,43	5,66	5,65	5,73	5,73	5,74
Ca	0,01	0,03	0,04	0,01	0,01	0,04
Na	0,21	0,07	0,18	0,12	0,18	0,25
K	1,61	1,70	1,72	1,61	1,61	1,54
Total	1,83	1,80	1,94	1,74	1,80	1,83
O	19,34	19,86	19,95	19,87	19,92	19,88
OH	4,66	4,14	4,05	4,13	4,08	4,12
$n_\beta \pm 0{,}002$	1,634	1,622	1,624	1,621	1,618	1,622
$2V_X$	6–11°	5–9°	4–6°	4–10°	6–9°	8–13°
Farbe n_γ im Durchlicht	mittleres Braun 5YR 3/4	mittleres Braun	mittleres Braun	mittleres Olivbraun 5Y 4/4	mittleres Olivbraun	mittleres Rotbraun 10R 4/6
Analytiker: M. Frey						

Chlorit: Chlorit kommt in allen 10 genauer untersuchten Proben vor, doch ist seine Erscheinungsweise eine dreifache. In den Proben MF 101, 147, 149 und 94 tritt Chlorit nur im Grundgewebe auf, in den beiden Proben MF 160 und 161 aber auch porphyroblastisch. In den restlichen vier Proben dürfte der Chlorit nach mikroskopischem Befund eine retrograde Bildung darstellen.

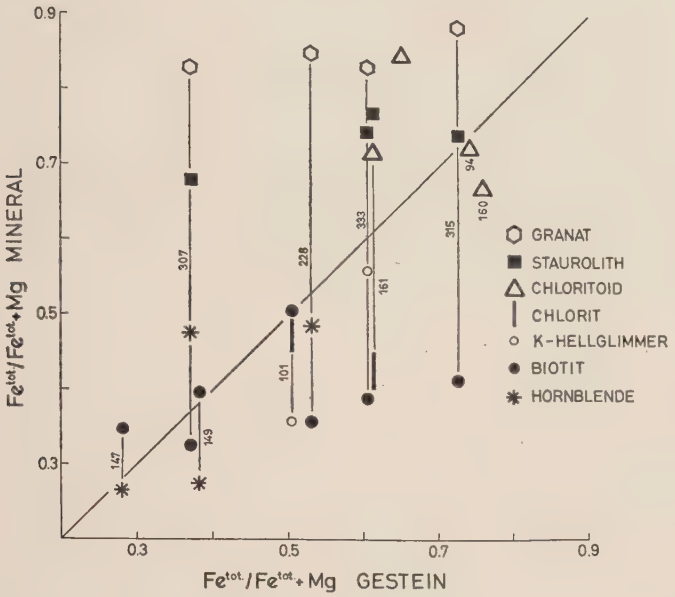


Fig. 19: Verteilung der Elemente $Fe^{tot.}$ und Mg zwischen Gesamtgestein und Einzelmineralien in den 10 im Detail untersuchten Gesteinsproben des Lukmanier-Gebietes.

Tabelle 25: *Optische Daten dreier untersuchter Chlorite mit daraus berechneten, angenäherten Strukturformeln*

	MF 101 «prograd»	MF 161 «prograd»	MF 307 retrograd
X≈Y	hellgrün	hellichtgrün	hellgrün
Z	hellgelb bis strohgelb	hellichtgelb	hellgelb
$n_\beta \pm 0{,}002$	1,624	1,622	1,604
$2V_Z$	20–26°	23–26°	23–26°
$N_Z - N_X \pm 0{,}001$	0,007	0,007	0,007
Name nach WINCHELL	Al-reicher Prochlorit	Al-reicher Prochlorit	Mg-Prochlorit
Name nach M. H. HEY	Corundophyllit	Corundophyllit	Ripidolith
Mol.-% $Fe^{tot.}/(Fe+Mg)$ nach A. L. ALBEE (1962)	45–50	40–45	25–30
Mol.-% Fe^{2+} nach W. E. TRÖGER (1959)	ca. 45	40–45	25–30
Strukturformel berechnet nach M. H. HEY (1954, Fig. 4)			
Si	4,8	4,8	5,3
Al^{IV}	3,2	3,2	2,7
Al^{VI}	4,0	3,7	3,3
Fe^{2+}	3,8	3,6	2,4
Mg	4,2	4,7	6,3
OH	16	16	16
d(001) ± 0,01 Å	14,12	14,12	14,15

Da es in keinem Fall gelang, ein genügend reines Chlorit-Konzentrat für die chemische Analyse zu gewinnen, wurde hauptsächlich auf optischem Wege versucht, Aussagen über den Chemismus der Chlorite zu erhalten. Tab. 25 enthält die so ermittelten Resultate dreier untersuchter Chlorite.

Aus der Lichtbrechung kann nach A. L. Albee (1962) das $Mg/Fe^{tot.}$-Verhältnis eines Chlorites bestimmt werden. Da der Gesamteisengehalt unserer Chlorite nach dem Diagramm von W. E. Tröger (1959, S. 91) fast identisch mit dem Fe^{2+}-Gehalt ist, tritt als dreiwertiges Ion in den untersuchten Chloriten praktisch nur Al auf. Danach kann nach M. H. Hey (1954, Fig. 4) aus Lichtbrechung und Doppelbrechung eine angenäherte Strukturformel der Chlorite berechnet werden.

Die beiden «prograden» Chlorite MF 101 und 161 müssen nach den optischen Ergebnissen in Tab. 25 extrem hohe Al-Gehalte aufweisen. Um diesen wichtigen Befund auch chemisch nachzuprüfen, wurde der Chlorit aus Probe MF 161 mit der Elektronen-Mikrosonde analysiert. Leider stand kein Chlorit-Standard zur Verfügung, der eine ähnliche Zusammensetzung aufgeweisen hätte wie der nach den optischen Untersuchungen zu erwartende Chemismus des Chlorites MF 161. Die nachstehend aufgeführte Chlorit-Analyse kann deshalb nur semiquantitativen Charakter besitzen.

SiO_2	ca. 25 Gew.-%
Al_2O_3	30–35 Gew.-%
FeO	ca. 15 Gew.-%
MgO	10–15 Gew.-%

Der auf optischem Wege erhaltene hohe Al-Gehalt des «prograden» Chlorites MF 161 wird also auch durch die semiquantitative Mikrosonden-Analyse bestätigt.

Die Übereinstimmung zwischen dem röntgenographisch aus dem Basisabstand d(001) bestimmten Al^{IV} in der Tetraëderschicht (G. W. Brindley & F. H. Gillery, 1956) und unseren erhaltenen Werten ist nicht gut. Da die Intensitätsverhältnisse der beiden untersuchten «prograden» Chlorite des Lukmanier-Gebietes ähnlich sind wie diejenigen der meisten untersuchten Chlorite der Glarner Alpen (vgl. S. 40), könnte der Grund für die schlechte Übereinstimmung wiederum in einer ungleichmässigen Verteilung des Eisens über Talk- und Brucitschicht liegen.

Chloritoid: Chloritoid kommt in 3 der 10 untersuchten Gesteine vor. Die Art seines Auftretens wurde auf S. 57 beschrieben; Sanduhrstruktur konnte in keiner der Proben festgestellt werden. Im Gegensatz zu den Beobachtungen von W. van Holst (1913, S. 23) wiesen die untersuchten Chloritoide nicht den üblichen, kräftigen Pleochroismus auf, sondern nachstehenden Farbwechsel: X = hellgrün bis farblos; Y = hellblau bis farblos; Z = hellgelb bis farblos.

Tab. 26 enthält 3 Chloritoid-Mikrosonden-Analysen mit dazugehörigen optischen Daten.

Die analysierten Chloritoide weisen alle einen relativ hohen Mg-Gehalt auf. Nach den Röntgenkriterien von L. B. Halferdahl (1961, Tab. 17) sind alle untersuchten Chloritoide monoklin. Die Übereinstimmung zwischen Lichtbrechung und Fe-Gehalt im Diagramm von L. B. Halferdahl (1961) ist gut.

Auf die Unterschiede der Chloritoide der Ursern-Zone und des Lukmanier-Gebietes wird in Teil IV eingegangen.

Staurolith: Staurolith kommt in 6 der 10 untersuchten Gesteine vor. In den Proben MF 160 und 161 tritt Staurolith zusammen mit Chloritoid auf; auf die Altersbeziehung der beiden Mineralien wird in Teil IV eingetreten. In allen Proben ist Staurolith leicht am bekannten Pleochroismus zu erkennen: X = farblos; Y = hellgelb; Z = goldgelb.

Tab. 27 enthält 4 Staurolith-Mikrosonden-Analysen mit dazugehörigen optischen Daten.

Die vier analysierten Staurolithe sind untereinander sehr ähnlich. Die grössten Schwankungen weisen die Elemente Mg und Mn auf; ein Blick auf Tab. 20 zeigt, dass die Mg- und Mn-Gehalte von Gesamtgestein und dazugehörigem Staurolith einander parallel verlaufen. Im analysierten Körnerpräparat des Staurolithe MF 333 konnten Unterschiede im Mn-Gehalt von Korn zu Korn festgestellt werden, die möglicherweise auf eine optisch nicht wahrnehmbare Zonierung des Staurolithes hindeuten (vgl. zonierter Granat MF 333, S. 70 und Fig. 21).

Tabelle 26: *Chloritoid-Analysen mit der Röntgen-Mikrosonde mit dazugehörigen optischen Daten*

Gew.-%	MF 94	MF 160	MF 161
SiO_2	24,7	24,6	24,6
Al_2O_3	40,8	40,4	39,2
FeO*	22,4	22,8	23,6
MgO	4,8	6,3	5,2
MnO	0,14	0,08	0,11
TiO_2	(< 0,3)	(< 0,3)	(< 0,3)
H_2O**	7,35	7,4	7,3
Summe	100,19	101,58	100,01

* Alles Fe als FeO berechnet.
** H_2O berechnet auf der Basis von 4(OH)/Elementarzelle.

Analytiker: G. Burri

Si	2,02	1,98	2,02
Al	3,91	3,84	3,80
Fe	1,53	1,53	1,62
Mg	0,58	0,75	0,64
Mn	0,01	–	0,01
Total	6,03	6,12	6,07
O	10,00	10,00	10,00
OH	4,00	4,00	4,00
$n_\beta \pm 0{,}002$	1,718	1,717	1,715
$2V_Z$	50–54°	ca. 50°	ca. 50°

Tabelle 27: *Staurolith-Analysen mit der Röntgen-Mikrosonde mit dazugehörigen optischen Daten*

Gew.-%	MF 161	MF 307	MF 315	MF 333
SiO_2	29,8	27,8	28,5	28,4
Al_2O_3	50,4	50,5	50,3	50,6
FeO*	14,3	14,6	15,2	14,7
MgO	2,4	3,8	3,0	2,8
MnO	0,10	0,11	0,05	0,16–0,40
TiO_2	1,7	1,4	0,67	1,2
H_2O**	2,18	2,15	2,14	2,15
Summe	100,88	100,36	99,86	100,01

* Alles Fe als FeO berechnet.
** H_2O berechnet auf der Basis von 4 (OH)/Elementarzelle.

Analytiker: G. Burri

Si	8,21	7,76	8,00	7,95
Al	16,37	16,60	16,60	16,68
Ti	0,35	0,30	0,14	0,25
Fe	3,30	3,40	3,57	3,44
Mg	0,99	1,58	1,24	1,17
Mn	0,02	0,03	0,02	0,03
Total	21,03	21,91	21,57	21,57
O	44,00	44,00	44,00	44,00
OH	4,00	4,00	4,00	4,00
$n_\beta \pm 0{,}002$	1,739	1,748	1,750	1,748

Berechnet man aus der Lichtbrechung unserer Staurolithe den Fe-Gehalt pro Elementarzelle nach A. JUURINEN (1956), so erhalten wir systematisch zu niedrige Werte. Der Grund dafür ist unbekannt.

Disthen: Disthen tritt in 7 der 10 untersuchten Gesteine auf. Im Dünnschliff kommt Disthen ausschliesslich porphyroblastisch vor. Bemerkenswert ist das Auftreten dieses Minerals zusammen mit Hornblende in den beiden Proben MF 228 und 307. Disthen der Probe MF 161 besitzt im Dünnschliff eine leicht bräunliche Farbe; eine chemische Analyse ergab 1,0 Gew.-% Fe_2O_3. Auf die Genese des Disthens wird in Teil IV eingegangen.

Hornblende: Hornblende kommt in 4 der 10 untersuchten Gesteine vor. In den beiden Proben MF 147 und 149 vom Val Casatscha treten die Hornblenden in einem nematoblastischen Grundgewebe auf, während wir in den beiden Proben MF 228 und 307 von Frodalera grosse Hornblende-Porphyroblasten, z. T. in Garbenform, antreffen.

In Tab. 28 finden wir die chemischen Analysen der vier untersuchten Hornblenden mit den dazugehörigen optischen Daten.

Tabelle 28: *Chemische Analysen von Hornblenden aus den QS des Lukmanier-Gebietes mit entsprechenden optischen Daten*

Gew.-%	MF 147	MF 149	MF 307	MF 228
SiO_2	49,9	50,0	43,4	43,5
Al_2O_3	7,9	8,0	17,6	17,8
Fe_2O_3	0,5	0,5	3,8	3,1
FeO	9,6	9,7	10,8	11,9
MnO	0,32	0,31	0,07	0,07
MgO	15,7	14,9	8,9	8,3
CaO	11,8	11,8	9,3	10,5
Na_2O	1,00	1,2	1,9	1,4
K_2O	0,30	0,38	0,48	0,48
TiO_2	0,33	0,40	1,0	0,45
H_2O	2,4	2,5	2,3	2,1
Summe	99,75	99,69	99,55	99,60
Analytiker: M. Frey				
$Z \wedge C$	18–22°	20–24°	16–20°	18–21°
$2V_X$	82–84°	78°	86–88°	84°
$N_Z-N_X \pm 0{,}002$	0,022	0,022	0,020	0,020
$n_\beta \pm 0{,}002$	1,646	1,645	1,660	1,662
Si	7,14	7,14	6,28	6,34
Al^{IV}	0,86	0,86	1,72	1,66
Al^{VI}	0,46	0,48	1,29	1,40
Fe^{+3}	0,05	0,05	0,42	0,34
Fe^{+2}	1,15	1,16	1,31	1,45
Mg	3,34	3,18	1,92	1,80
Mn	0,03	0,03	0,01	0,01
Ti	0,03	0,04	0,11	0,05
Total	5,06	4,94	5,06	5,05
Ca	1,80	1,80	1,44	1,63
K	0,05	0,07	0,09	0,09
Na	0,27	0,33	0,53	0,39
Total	2,12	2,20	2,06	2,11
O	21,88	21,62	21,78	21,96
OH	2,28	2,38	2,22	2,04

Entsprechend ihrem gleichartigen Auftreten im Gesteinsverband gleichen sich je die beiden Hornblende-Analysen MF 147 und 149 bzw. MF 228 und 307. Nach den Dünnschliffuntersuchungen sind alle 4 Hornblenden als gewöhnliche, grüne Hornblenden zu bezeichnen. Zonierungen oder Ummantelungen, wie sie L. VAN DER PLAS (1959) aus dem Adula-Gebiet beschrieben hat, kommen in den untersuchten Gesteinen nicht vor. R. STEIGER (1961) analysierte chemisch 15 Hornblenden vom Südrand des Gotthardmassivs, darunter auch eine Hornblende aus den QS von Frodalera. Unsere zwei untersuchten Hornblenden der letztgenannten Lokalität gleichen den von R. STEIGER analysierten Hornblenden, hingegen weisen die beiden Hornblenden MF 147 und 149 aus der Val Casatscha einen stark abweichenden Chemismus auf. Um eine Vergleichsmöglichkeit der bisher analysierten Hornblenden mit den unsrigen zu ermöglichen, sind in Tab. 29 die vier analysierten Hornblenden, R. STEIGER (1962, S. 431) folgend, als Mischung von vier Endgliedern dargestellt.

Tabelle 29: *Die analysierten Hornblenden der Tab. 28, dargestellt als Mischung von vier Endgliedern (in Molekular-%)*

MF 147	Ha_{13} Gl_{10} Ts_{11} Tr_{66}	Tr = Tremolit–Aktinolith
MF 149	Ha_{22} Gl_{10} Ts_{8} Tr_{60}	Ts = Tschermakit–Ferrotschermakit
MF 228	Ha_{12} Gl_{18} Ts_{65} Tr_{5}	Ha = Hastingsit–Ferrohastingsit
MF 307	Ha_{7} Gl_{28} Ts_{60} Tr_{5}	Gl = Glaukophan–Riebeckit

Die beiden ersten Hornblenden sind also vorwiegend tremolitisch, die beiden andern aber hauptsächlich tschermakitisch.

Ein Vergleich des Hornblende-Chemismus (Tab. 28) mit dem Chemismus des entsprechenden Gesamtgesteins (Tab. 20) lässt auf den ersten Blick eine grosse Abhängigkeit zueinander vermuten. In

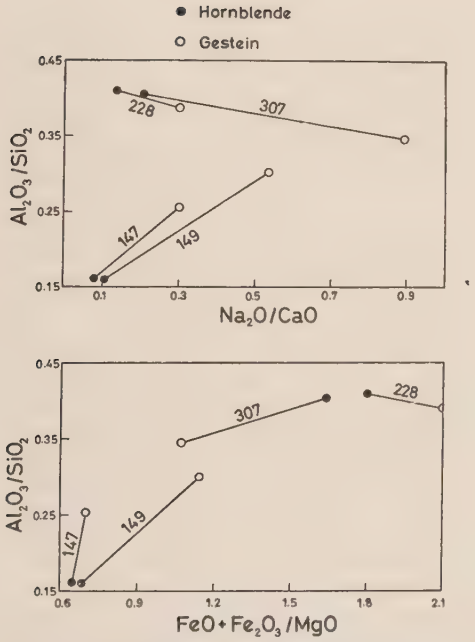


Fig. 20: Beziehungen zwischen Hornblende-Chemismus und dem Chemismus des entsprechenden Gesamtgesteins; Erläuterungen im Text.

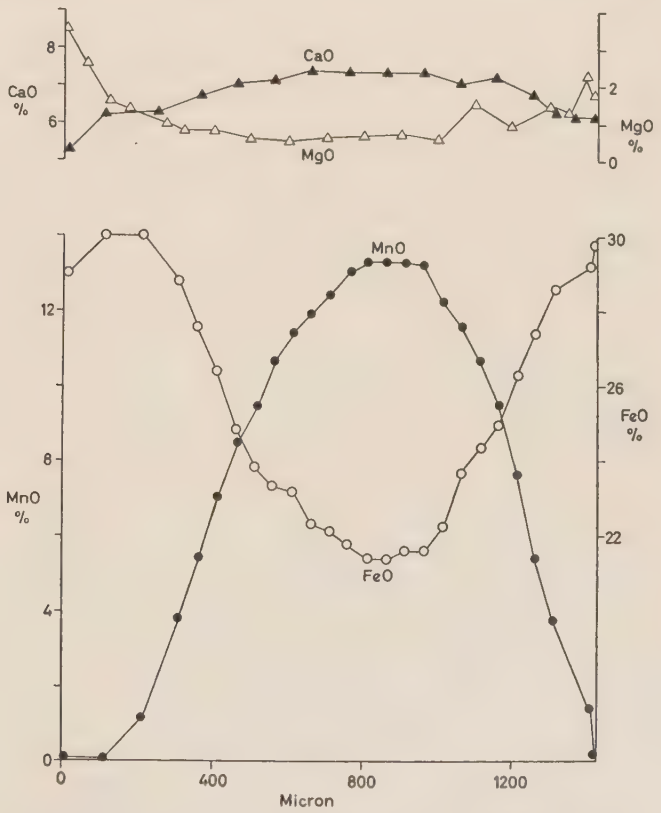


Fig. 21: Mikrosonden-Querprofil durch einen zonierten Granat der Probe MF 333 vom P. Molare.

Fig. 20 sind die Verhältnisse $FeO + Fe_2O_3/MgO$ und Na_2O/CaO gegenüber dem Verhältnis Al_2O_3/SiO_2 der Hornblenden und zugehörigen Gesamtgesteine dargestellt.

Abhängigkeiten einzelner Elementoxyde der Hornblenden zu ihrem Gesamtgestein sind zwar erkennbar, doch können die verschiedenen Hornblenden nicht allein durch die Verschiedenheit der entsprechenden Gesamtgesteinschemismen erklärt werden. So sind u.a. die Hornblenden MF 147 und 149 chemisch sehr ähnlich, stammen aber aus chemisch ziemlich andersartigen Gesteinen mit gleicher Paragenese (vgl. Tab. 19). Wir werden auf die Frage, ob eine Abhängigkeit zwischen Hornblende-Chemismus und Metamorphosegrad besteht, in Teil IV antworten.

Tabelle 30: *Mikrosonden-Analysen von Granaten aus den QS und dem Lias des Lukmanier-Gebietes*

Gew.-%	MF 228	MF 307	MF 315	MF 333 Rand	MF 333 Zentrum	MF 173
SiO_2	38,1	38,6	38,2	38,6	36,4	37,6
Al_2O_3	20,6	21,0	21,5	21,7	22,1	21,3
FeO*	30,0–31,0	29,9	33,9–34,8	30,0	21,4	29,1
MgO	3,0	3,5	2,5	3,5	0,6	0,4
MnO	0,2	2,4–1,5	1,3–0,2	0,1	13,3	1,2
CaO	7,3	5,1	3,9–2,6	5,3	7,4	10,0
TiO_2	(< 0,3)	(< 0,3)	(< 0,3)	(< 0,3)	(< 0,3)	(< 0,3)
Cr_2O_3	(< 0,2)	(< 0,2)	(< 0,2)	(< 0,2)	(< 0,2)	(< 0,2)
Summe	100,2	99,6	99,8	99,2	101,2	99,6

* Alles Fe als FeO berechnet.

Analytiker: G. Burri

Si	6,09	6,13	6,11	6,11	5,84	6,03
Al	3,88	3,93	4,06	4,05	4,18	4,03
Fe	4,02	3,97	4,65	3,97	2,87	3,90
Mg	0,71	0,83	0,60	0,83	0,14	0,10
Mn	0,03	0,20	0,03	0,01	1,80	0,16
Ca	1,25	0,87	0,44	0,90	1,27	1,71
Total	6,01	5,87	5,72	5,71	6,08	5,87
O	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
$n \pm 0{,}002$	1,801	1,802	1,810	1,808	—	1,795
$a_0 \pm 0{,}01$	11,58	11,57	11,54	11,56	—	11,62
Almandin	66,8	67,6	81,4	69,5	47,1	66,4
Pyrop	11,9	14,2	10,3	14,5	2,4	1,6
Grossular	20,8	14,8	7,8	15,8	20,9	29,2
Spessartin	0,5	3,4	0,5	0,2	29,6	2,8

Granat: Granat kommt in 4 der 10 im Detail untersuchten Proben vor. Das Auftreten der Granate im Gesteinsverband wurde schon an früherer Stelle beschrieben (vgl. S. 58).

Tab. 30 enthält Mikrosonden-Analysen von 4 Granaten aus den QS des Lukmanier-Gebietes. Da Granat in den Gesteinen der Oberen Trias von Norden herkommend frühestens von der Staurolith-Isograde an auftritt, wurde im Lias der Scopi-Mulde nach dem nördlichsten Granat-Vorkommen gesucht. Tab. 30 enthält auch die Granat-Analyse dieses Vorkommens (Probe MF 173), das sich oberhalb der Galerie der neuen Lukmanierstrasse befindet (siehe Fig. 51).

Sämtliche analysierten Granate waren zoniert, doch war die Zonierung ausser in einer Probe nur gering. Fig. 21 zeigt den Verlauf der Elementoxyde FeO, MnO, MgO und CaO längs eines Querprofiles durch ein Granatkorn der Probe MF 333.

Fig. 21 zeigt den bekannten Verlauf der einzelnen Elemente, wie er für viele zonierte Granate in den letzten Jahren gefunden wurde (L. S. Hollister & A. L. Albee, 1965; L. S. Hollister, 1966;

B. HARTE & K. J. HENLEY, 1966; M. P. ATHERTON & W. M. EDMUNDS, 1966): Mn- und Ca-reicher Kern gegenüber Fe- und Mg-reichem Rand.

Während man zuerst mit A. MIYASHIRO (1953) glaubte, ein Mn-reicher Granatkern widerspiegle eine frühere Periode schwächerer Metamorphose, ist man heute zur Ansicht gelangt, dass die Granat-Zonierung kein Abbild des Metamorphoseverlaufes darstellt. Einmal konnte L. S. HOLLISTER (1966) zeigen, dass der Verlauf der meist glockenförmigen MnO-Kurven (vgl. Fig. 21) durch Rayleighs Fraktionierungsmodell hinreichend erklärt werden kann; da Mn bevorzugt im Granat eingebaut wird, kann der abnehmende Gehalt dieses Elementes gegen den Granatrand hin durch das immer kleiner werdende Angebot im Gesamtgestein erklärt werden. Dann konnte B. E. LEAKE (1968) gleichartig zonierte Granate in einem Granit finden. Da in diesem Fall die Mn-reichen Granatkerne bei höherer Temperatur gebildet worden sein müssen als die Mn-armen Granatränder, ist es klar, dass Mn-reiche Granate nicht auf eine niedrige Bildungstemperatur bzw. niedrigen Metamorphosegrad schliessen lassen.

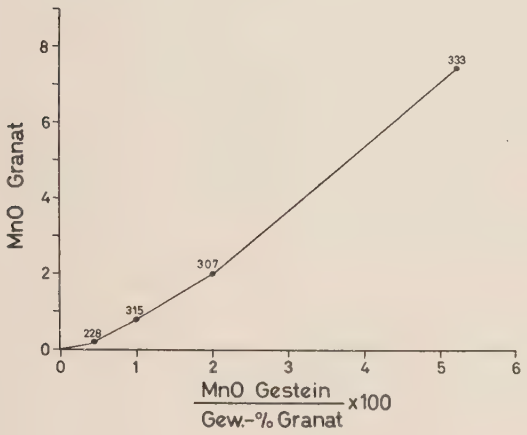


Fig. 22: Abhängigkeit des MnO-Gehaltes der analysierten Granate vom MnO-Gehalt der entsprechenden Gesamtgesteine.

In Fig. 22 ist der «mittlere» MnO-Gehalt der analysierten Granate aufgetragen gegenüber dem MnO-Gehalt des Gesamtgesteins × 100/Gew.-% Granat im Gesamtgestein (der «mittlere» MnO-Gehalt des zonierten Granates MF 333 wurde aus der Glockenkurve in Fig. 21 berechnet). Es ist ersichtlich, dass der MnO-Gehalt unserer Granate bestimmt wird durch den MnO-Gehalt der Gesamtgesteine.

Die analysierten Granate bestehen zur Hauptsache aus der Almandinkomponente; der Pyropgehalt ist relativ gering, hingegen weisen die Granate mit einer Ausnahme einen relativ hohen Ca-Gehalt auf. Ob eine Abhängigkeit zwischen Granatzusammensetzung und Metamorphosegrad besteht oder nicht, wird in Teil IV erläutert werden.

Mineralien der Epidot-Gruppe: In den 10 genauer untersuchten Proben ist ein Mineral der Epidot-Gruppe nur in Probe MF 149 Hauptbestandteil, tritt aber durchschnittlich häufiger auf, als aus der Zusammenstellung in Tab. 19 ersichtlich ist. Das Epidotmineral der Probe MF 149 weist folgende optische Daten auf: Farbe im Dünnschliff meist farblos, selten schwach gelblich; Interferenzfarben anomal blau.

$N_Y = 1{,}704 \pm 0{,}002$ optisch positiv
$\triangle = 0{,}006 \pm 0{,}002$ 2V gross

Diese optischen Daten ergeben nach dem Diagramm von W. E. TRÖGER (1959, S. 45) ein Glied der Reihe Klinozoisit–Pistazit, mit einem $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$-Gehalt von ca. 5 Mol.-%. Die angegebenen Daten gelten für das am häufigsten gefundene Epidotmineral der Probe MF 149. In ein und demselben Dünnschliff findet man aber auch Körner mit optisch negativem Charakter und höherer Doppelbrechung, also pistazitreichere Mineralien der Epidot-Gruppe.

W. VAN HOLST (1913, S. 19) stellte neben Klinozoisit und Pistazit als weitere Mineralien der Epidot-Gruppe in den QS des Scopi-Gebietes auch α- und β-Zoisit fest. In Probe MF 472 aus dem Casaccia-Abbruch enthalten die Pistazite z. T. schön idiomorphe Orthitkerne.

Ilmenit: Nach den meisten früheren Bearbeitern der QS des Lukmanier-Gebietes (W. VAN HOLST, 1913; L. J. KRIGE, 1918; P. NIGGLI, 1929; L. BOSSHARD, 1929) stellt Magnetit das weitaus wichtigste Erzmineral dar. Ilmenit soll nur untergeordnet vorkommen. In den 10 genauer untersuchten Proben konnte aber als opakes Erzmineral röntgenographisch (Bradley-Kamera) nur Ilmenit, aber nie Magnetit nachgewiesen werden. Ich glaube nicht, dass unser der früheren Aussage entgegengesetztes Resultat auf einer zufälligen Probeauslese beruht. Den früheren Bearbeitern standen noch keine Röntgenapparaturen zur Verfügung. Höchst wahrscheinlich wurde aus den falsch bestimmten, hohen Fe_2O_3/FeO-Verhältnissen (vgl. S. 112) der analysierten Gesamtgesteine geschlossen, dass als opakes Erzmineral vorwiegend Magnetit vorliegen müsse.

Zur Bildungsgeschichte des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet

Da das Schwergewicht der vorliegenden Arbeit auf der Metamorphose des Keupers liegt, kann es sich im folgenden nicht darum handeln, das sehr weitläufige Gebiet der Bildungsgeschichte des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet auch nur annähernd vollständig zu behandeln. Im folgenden soll uns einmal die Frage beschäftigen, inwieweit die tonmineralogischen Ergebnisse von Teil II zur Klärung der Entstehung des Keupers von Frick und Lindau beitragen können. Weiterhin soll die Altersbeziehung der helvetischen QS zum germanischen Keuper von Frick und Lindau geklärt werden. Danach soll schliesslich versucht werden, ein Bild von der Entstehung der QS zu entwerfen, und zwar sowohl mit Hilfe der Feldbefunde von Teil I als auch durch Vergleich der tonmineralogischen Ergebnisse der anchimetamorphen QS der Glarner Alpen mit den entsprechenden, unmetamorphen Schichtgliedern im germanischen Keuper von Frick und Lindau.

A. Zur Bildungsgeschichte des Keupers von Frick und Lindau

Wir werden uns im folgenden mehrmals mit der Konzeption von P. WURSTER (1963, 1964 *a–c*, 1968) über die Entstehung des germanischen Keupers auseinanderzusetzen haben. Es scheint daher sinnvoll, uns zuerst ein Bild vom Gedankengut dieses Autors zu machen, bevor wir zur Besprechung der tonmineralogischen Ergebnisse von Frick und Lindau übergehen.

1. Die Entstehung des germanischen Keupers nach P. Wurster

Die Paläogeographie des Unter- und des unteren Mittelkeupers kann vor allem in den ausgedehnten Pflanzensandsteinen der Lettenkohle und des Schilfsandsteins studiert werden.

«Ihr unzersetztes Ausgangsmaterial spricht für ein kühleres, humides Klima im Ursprungsgebiet. Beide Sandsteine und die sie begleitenden Tonsteinpakete des Gipskeupers und der Roten Wand stammen nämlich sehr wahrscheinlich vom Nordkontinent her, so dass man sie als ‚*Nordischen Keuper*' zusammenfassen kann. Sie überwucherten als weitflächige Delta-Bildungen das flache Nebenmeer und höhten es bis zum Wasserspiegel auf, so dass nunmehr subaerische Bedingungen überhand nehmen konnten. Die Spitzen dieser klastischen Einschwemmungen reichen bis weit in die Westalpen vor.» «Diesem nordischen Keuper folgen dann die vindelizischen Keuperarkosen (Kiesel-Blasensandstein, Stuben-Burgsandstein) als laterale Vorstösse von der Böhmischen Masse her, einschliesslich ihrer rotbunten Tonsteinhorizonte (Obere Bunte Mergel, Knollenmergel-Feuerletten). Diese Schuttfächer des höheren ‚*Vindelizischen Keupers*' schnürten das Rheinische Teilbecken ein, so dass im Norden der sogenannte Steinmergelkeuper, im Süden Rothorizonte und fossilführende Dolomitbänke abgelagert wurden» (P. WURSTER, 1968, S. 160).

2. Diskussion der tonmineralogischen Ergebnisse von Frick und Lindau

Im folgenden sollen die tonmineralogischen Ergebnisse im Hinblick auf die Genese des Keupers in den untersuchten Profilen von Frick und Lindau diskutiert und Vergleiche mit andern tonmineralogischen Arbeiten aus dem germanischen Keuper angestellt werden. Nach P. WURSTER (siehe oben) fand die Sedimentation des germanischen Keupers grossenteils im Bereich von Deltas (vorwiegend beim Nordischen Keuper) oder von Schuttfächern (vorwiegend beim Vindelizischen Keuper) statt,

d.h. also im Grenzbereich Festland–Meer. Unsere tonmineralogischen Ergebnisse sollen deshalb im folgenden auch mit rezenten und geologischen Beispielen tonmineralogischer Arbeiten desselben Bildungsbereichs verglichen werden.

Erinnern wir uns nochmals der tonmineralogischen Zusammensetzung der untersuchten Keuper-Profile von Frick und Lindau. Abgesehen von kleinen Ausnahmen ist die Tonmineralführung der beiden Profile in den einander lithologisch entsprechenden Horizonten identisch. Der Gipskeuper führt hauptsächlich Illit, wenig Chlorit und als typisches Tonmineral «Corrensit». Der Schilfsandstein zeichnet sich durch eine Übermacht von Illit über Chlorit aus. Der Gansingerdolomit im Profil von Frick bzw. der Bereich Gansingerdolomit–Stubensandstein im Profil von Lindau nimmt in seiner Tonmineralführung eine Mittelstellung zwischen Liegendem und Hangendem ein. Die Oberen Bunten Mergel bzw. die Knollenmergel werden charakterisiert durch Illit/Montmorillonit in unregelmässiger Wechsellagerung; Chlorit kommt bei Frick in diesem Horizont nicht vor, im Bohrprofil von Lindau tritt er in kleinen Mengen auf. Mit Beginn des Lias wird Kaolinit zum typischen Tonmineral, welches in keiner Keuperprobe gefunden werden konnte.

Der Kristallinitätsgrad des Illits zeigt im unteren Profilteil von Frick starke, unregelmässige Schwankungen; in den Oberen Bunten Mergeln nimmt er aber gegen das Hangende zu deutlich ab, eine Tendenz, die für das ganze Keuper-Profil von Lindau zutrifft (vgl. Fig. 11). Der Chlorit ist immer gut kristallisiert, und zwar unabhängig vom Kristallinitätsgrad des begleitenden Illites bzw. Illit/Montmorillonites.

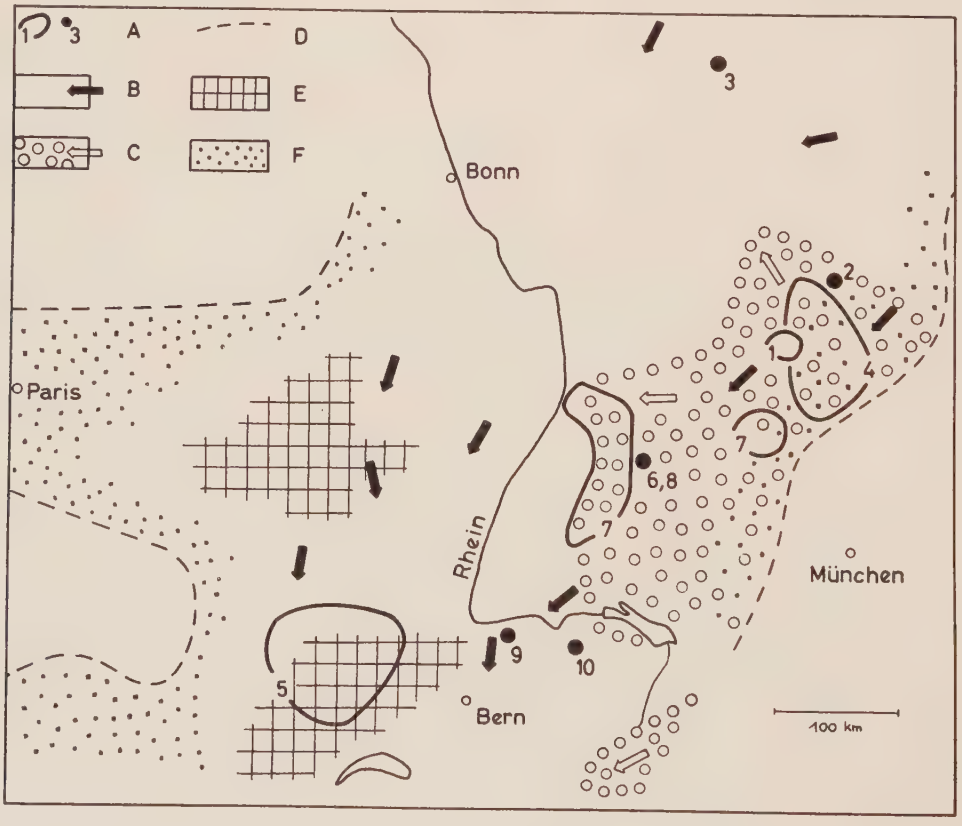


Fig. 23: Paläogeographische Karte des germanischen Keupers. Vereinfacht nach P. Wurster (1964 *b*), für den SSE-Teil ergänzt nach M. Frey (1968).

A: Arbeitsgebiete bzw. Profilstellen tonmineralogischer Untersuchungen; die Nummern beziehen sich auf die Autoren in Tab. 31.
B: Nordischer Keuper mit Angabe der Schüttungsrichtungen.
C: Verbreitung des grobklastischen Vindelizischen Keupers mit Angabe der Schüttungsrichtungen.
D: Beckenrand.
E: Keuper-Salzlager.
F: Randfazies.

Eine weitere Gesetzmässigkeit besteht im Verhältnis der auftretenden Illit-Modifikationen: In beiden Keuper-Profilen wird der Anteil der 1Md-Modifikation vom Liegenden zum Hangenden immer grösser.

Folgende Beobachtungen bedürfen also einer Erklärung: Die Horizontbeständigkeit der Tonmineralführung, das Verhalten der Kristallinität des Illits und Chlorits sowie das Auftreten der Illit-Modifikationen.

a) *Zur Genese der Tonmineralien*

Sedimente aus dem Bereich des germanischen Keupers untersuchten neben anderen F. Lippmann (1954), M. Salger (1959), H. H. Schmitz (1959), W. Echle (1961), H. Krumm (1961, 1965), J. Lucas (1962), D. Heling (1963, 1965), H. Kromer (1963) und T. Peters (1964). Aus Fig. 23 sind die Arbeitsgebiete der verschiedenen Autoren ersichtlich, wodurch klar wird, dass lithologische Vergleiche über so grosse Distanzen hinweg zur Vorsicht mahnen. Immerhin wird dieser Vorbehalt durch die Tatsache gemildert, dass sich der germanische Keuper wie kaum eine andere Formation für grossräumige vergleichende lithologische Studien eignet.

Tab. 31 enthält eine vereinfachte Darstellung der Ergebnisse über die Tonmineralführung in den verschiedenen Horizonten des germanischen Mittelkeupers, wie sie von den oben genannten Autoren in ihren Arbeitsgebieten (vgl. Fig. 23) ermittelt wurden. Aus Tab. 31 ist folgendes ersichtlich: Illit ist das wichtigste Tonmineral des germanischen Mittelkeupers; «Corrensit» und Chlorit treten in allen Horizonten auf; Montmorillonit, Kaolinit, Sudoit sowie die «mixed-layer»-Minerale Illit/Montmorillonit und Illit/Montmorillonit/Sudoit treten nur im oberen Mittelkeuper, dem Vindelizischen

Tabelle 31: *Tonmineralführung im germanischen Mittelkeuper Deutschlands, Frankreichs und der Schweiz*

		M. Salger 1959	H. H. Schmitz 1959	W. Echle 1961	H. Krumm 1961, 1965	J. Lucas 1962	D. Heling 1963	D. Heling 1965	H. Kromer 1963	T. Peters 1964 u. M. Frey 1969	M. Frey 1969
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Übergangsschichten Rhät–Lias		K ± I			K ± I					I + I/M ± K ± Cl	I + I/M ± K ± Cl
km 5	Vindelizischer Keuper	I ± K		I ± Co ± Cl	I + I/M ± K	I ± Co ± Cl ± I/M			I/M/S + S + I ± K	I/M	I/M ± Cl
km 4	Vindelizischer Keuper	I ± M ± K			I ± M ± K		I + K ± I/M ± S				I ± Cl
km 3	Nordischer Keuper			I + Co + Cl		I + Co ± Cl				I ± Cl	I ± Cl ± Co
km 2	Nordischer Keuper							I + Cl		I ± Cl	I ± Cl
km 1	Nordischer Keuper		I ± Co ± Cl			Co ± Cl ± I				Co ± I ± Cl	I ± Co ± Cl

I = Illit;
M = Montmorillonit;
K = Kaolinit;
Co = «Corrensit»;
Cl = Chlorit (trioktaëdrisch);
S = Sudoit;
I/M = «mixed-layer» Illit/Montmorillonit;
I/M/S = «mixed-layer» Illit/Montmorillonit/Sudoit.

km 1 = Gipskeuper bzw. «Keuper inférieur»;
km 2 = Schilfsandstein bzw. «Keuper moyen»;
km 3 = Rote Wand bzw. Untere Bunte Mergel bzw. «Keuper moyen»;
km 4 = Burg- bzw. Blasen- bzw. Stubensandstein bzw. Steinmergelkeuper bzw. «Keuper supérieur»;
km 5 = Feuerletten bzw. Knollenmergel bzw. Obere Bunte Mergel bzw. «Keuper supérieur».

Keuper P. Wursters auf; in den Übergangsschichten Rhät–Lias wird Kaolinit zu einem wichtigen oder zumindest charakteristischen Tonmineral.

Bevor wir diese überregionalen Ergebnisse deuten und mit unseren eigenen Resultaten vergleichen wollen, sollen kurz die verschiedenen Ansichten über die Genese der Tonmineralien in den Arbeitsgebieten der oben erwähnten Autoren erläutert werden.

F. Lippmann (1954), M. Salger (1959) und H. H. Schmitz (1959) äussern sich nicht zur Genese der gefundenen Tonmineralien. Immerhin machte H. H. Schmitz (1959, S. 85) die wichtige Feststellung, dass zwischen der Gips- und Dolomitführung einerseits und dem Tonmineralgehalt anderseits keine direkten Zusammenhänge bestehen. H. Krumm (1961, 1965) gelangte zum Schluss, dass der Tonmineralbestand der untersuchten Sedimente des Vindelizischen Keupers in erster Linie von den paläoklimatologischen Verhältnissen, d.h. von der Art der Verwitterung, abhängig ist. Ausgangsgestein, Transport, Milieu im Ablagerungsraum und Diagenese spielten höchstens eine untergeordnete Rolle. J. Lucas (1962) und T. Peters (1964) schreiben die festgestellten Änderungen in der Tonmineral-Zusammensetzung im ganzen Mittelkeuper hauptsächlich Milieuänderungen im Ablagerungsgebiet zu. J. Lucas (1962, S. 84) stellte dabei in den Bohrungen des französischen Juragebirges folgende Abhängigkeit zwischen Tonmineralbestand und Fazies fest: Illit in groben, detritischen Sedimenten; Chlorit in feinkörnigen Sedimenten; «Corrensit» in Evaporiten; Illit und verschiedene «mixed-layer»-Minerale in chemischen Sedimenten.

W. Echle (1961), D. Heling (1963, 1965) und H. Kromer (1963) messen der Diagenese bei der Entstehung der festgestellten Tonmineralien entscheidende Bedeutung zu. W. Echle nimmt eine Neu- und Umbildung von Illit in «Corrensit» und Chlorit während der diagenetischen Verfestigung an, wobei das Magnesium und Wasser aus den Porenlösungen der Umgebung bezogen wird. D. Helings petrologische Untersuchungen über den Schilf- und Stubensandstein zeigten, dass der heute vorliegende Mineralbestand der beiden Sandsteine weitgehend diagenetisch entstanden sein muss, dass aber die begleitenden Tonlagen noch die Zusammensetzung des primär angelieferten Materials angeben. H. Kromer zieht aus seinen Untersuchungen den Schluss, dass Illit und wenig Kaolinit detritisch zugeführt wurden, während Sudoit und das «mixed-layer»-Mineral Illit/Montmorillonit/Sudoit diagenetisch entstanden seien.

Wie lassen sich nun unsere Resultate deuten? Massgebende Faktoren, die einen Einfluss auf die Art der vorgefundenen Tonmineralien haben können, sind das Abtragungsgebiet, das Klima, der Transport, das Ablagerungsmilieu und die Diagenese.

Eine *Transportsonderung* infolge unterschiedlicher Absetzgeschwindigkeiten verschiedener Tonmineralien (G. U. Whitehouse et al., 1960) kann in unserem Falle ausgeschlossen werden, da sich ja die Tonmineralzusammensetzung in gleichaltrigen Horizonten von Frick und Lindau nur sehr unwesentlich unterscheidet.

Das *Abtragungsgebiet* muss nach P. Wurster (1964 *b*) für den unteren und oberen Mittelkeuper verschieden gewesen sein; für den Nordischen Keuper lieferte Fennoskandien bzw. der Baltische Schild das Material, für den Vindelizischen Keuper aber die Böhmische Masse. Trotzdem dürften diese zwei verschiedenen Abtragungsgebiete kaum als Ursache für die beobachteten Wechsel im Tonmineralbestand der einzelnen Horizonte in Frage kommen. Denn aus der sehr ähnlichen Schwermineral-Vergesellschaftung von Schilfsandstein und Lettenkohle einerseits (W. J. Patzelt, 1964; P. Wurster, 1964 *b*; D. Heling, 1965) und Stubensandstein anderseits (D. Heling, 1963) darf auf eine ähnliche Zusammensetzung der Liefergesteine für die erwähnten Sandsteine geschlossen werden; nach P. Wurster (1964 *b*) dürfte es sich vorwiegend um saure Eruptiva und Metamorphite gehandelt haben.

Das *Klima* ist für die Art der Verwitterung eines Gesteins von ausschlaggebender Bedeutung (u. a. R. Ganssen, 1957; R. C. Mackenzie, 1965, S. 140). Das Klima zur Triaszeit lässt sich für die beiden Abtragungsgebiete des Nordischen Keupers (Fennoskandien bzw. Baltischer Schild) und des Vindelizischen Keupers (Böhmische Masse) recht gut rekonstruieren. Nach S. K. Runcorn (1962, Fig. 25) verlief der aus paläomagnetischen Daten abgeleitete Äquator zur Triaszeit durch Marokko und Äthiopien, der Nordpol lag im östlichen China. Der mitteleuropäische Raum, d.h. sowohl das Ablagerungsgebiet des hier untersuchten germanischen Keupers als auch das Abtragungsgebiet des

Vindelizischen Keupers, befanden sich demnach im subtropischen bis semiariden Klimagürtel (M. Schwarzbach, 1961; R. Brinkmann, 1966, S. 180; P. Wurster, 1964 *b*). Dagegen muss für das Abtragungsgebiet des Nordischen Keupers (Fennoskandien, Baltischer Schild) ein eher humides und jedenfalls kühleres Klima angenommen werden als für das Abtragungsgebiet des Vindelizischen Keupers.

Als ein Ausdruck verschiedenen Klimas im Abtragungsgebiet des Nordischen und Vindelizischen Keupers muss wohl auch die Farbe der antransportierten Sedimente betrachtet werden, worauf schon P. Wurster (1964 *c*, S. 236) hingewiesen hat: Vorwiegend graue, grüne oder violette Farbtöne im Nordischen Keuper, vorwiegend Roterdebildungen («Red beds») und gebleichte Sandsteine im Vindelizischen Keuper.

Um abklären zu können, inwiefern der heute vorliegende Tonmineralbestand durch verschiedenartige Verwitterung in den beiden genannten Liefergebieten des germanischen Keupers bestimmt wurde, müssen Vergleiche mit rezenten Verwitterungsböden auf entsprechenden Gesteinen (saure Eruptiva und Metamorphite) unter vergleichbaren Klimabedingungen (subtropisch bis semiarid bzw. humid) angestellt werden. G. Millot (1964, S. 133) fasst die Resultate der wenigen bis heute vorliegenden Arbeiten über Bodenbildungen bei warmem Klima mit Roterdebildungen zusammen. Die wichtigsten Tonmineralien in solchen Böden sind demnach Illit, Montmorillonit und Kaolinit, wobei sich das Verhältnis unter diesen Mineralien von Fall zu Fall ändern kann. Bei wenig fortgeschrittener Bodenbildung überwiegt Illit, während Kaolinit im Gegenteil bei sehr intensiver Umwandlung mit guter Entwässerung und saurem Milieu dominiert. Montmorillonit wird vorherrschend bei schlechter Entwässerung und alkalischem Milieu. Feldspäte, Glimmer und Chlorite bleiben bei dieser Art von Bodenbildung noch teilweise erhalten. Nach R. Ganssen (1957, S. 15) findet man heute in Böden auf Graniten bei semiaridem Klima vorwiegend Montmorillonit und Illit.

Falls wir vom alkalischen Milieu im Ablagerungsraum (siehe unten) auf ein ähnliches Milieu im wenig entfernten Abtragungsgebiet des Vindelizischen Keupers schliessen, dann müsste bei genügend vorhandener Zeit für die Bodenbildung eine Vormacht der Tonmineralien Illit und Montmorillonit die Folge sein. Da nun der Tonmineralbestand im Vindelizischen Keuper von Frick und Lindau überwiegend aus Illit/Montmorillonit besteht, dürfte eine Abhängigkeit von den Verwitterungsprodukten im Abtragungsgebiet tatsächlich bestehen. Auf das Fehlen von Kaolinit in unseren Proben des oberen Mittelkeupers wird weiter unten eingegangen.

Bei der Entstehung der Sandsteine und Arkosen des Stubensandsteins (Vindelizischer Keuper) «überwog die mechanische Verwitterung im Abtragungsgebiet infolge eines grossen Reliefunterschieds zwischen Abtragungsgebiet und Ablagerungsbecken oder infolge grosser Niederschläge im Ablagerungsraum» (D. Heling, 1963, S. 274). Es wird dann sehr verständlich, wenn D. Heling im untersuchten Stubensandstein-Profil (vgl. Fig. 23) praktisch als einziges primäres Tonmineral Illit/Muskovit neben wenig Kaolinit vorfand.

Für das Abtragungsgebiet des Nordischen Keupers (Fennoskandien bzw. Baltischer Schild) ist es schwieriger, sich ein Bild über die Art der Verwitterung zu machen. Gegenüber dem Abtragungsgebiet des Vindelizischen Keupers haben wir mit einem feuchteren und kühleren Klima zu rechnen. Das weitgehend bergfrische klastische Material des Schilfsandsteins lässt auf eine wenig fortgeschrittene Bodenbildung im Liefergebiet des Nordischen Keupers schliessen; wir hätten dann überwiegend mit Illit als Tonmineral zu rechnen, wie dies z. B. W. A. Mitchell (1955) an Böden auf Graniten Schottlands festgestellt hat. Die bisherigen tonmineralogischen Arbeiten im Nordischen Keuper haben auch tatsächlich ergeben, dass Illit das wichtigste Tonmineral ist. Mit andern Worten: Es besteht auch für den Tonmineralbestand des Nordischen Keupers eine Abhängigkeit von der Verwitterung im Liefergebiet. Daneben treten aber, wie z. T. auch im Vindelizischen Keuper, Chlorit und «Corrensit» als häufige Tonmineralien auf, für deren Erscheinen wir nicht die Bodenbildung im Abtragungsgebiet verantwortlich machen können.

Das *Milieu des Ablagerungsraumes* wird den Tonmineralbestand beeinflussen, wenn seine chemischen und physikalischen Bedingungen sich von jenen des Transportweges und des Liefergebietes unterscheiden. Nach neueren sedimentologischen, faziellen und biologischen Ergebnissen fand die

Sedimentation des Nordischen Keupers vorwiegend im marinen Milieu statt (P. WURSTER, 1964 *b;* W. J. PATZELT, 1964; D. HELING, 1965). Stellenweise ausgedehnte Salzlager lassen auf ein chemisch aktives, alkalisches Milieu schliessen.

Sowohl rezente als auch geologische Beispiele tonmineralogischer Arbeiten aus dem Grenzbereich Festland–Meer haben übereinstimmend ergeben, dass der detritisch zugeführte Kaolinitgehalt im Meerwasser abnimmt bzw. im Beckeninnern ganz verschwindet (M. C. POWERS, 1954; H. H. MURRAY, 1954; G. M. GRIFFIN & R. L. INGRAM, 1955; B. W. NELSON, 1960; W. E. PARHAM, 1964; E. F. SHOVER, 1964; A. BECHER, 1965). Falls also Kaolinit aus dem Abtragungsgebiet des Nordischen Keupers zugeführt wurde, was wir aus unseren spärlichen Angaben über die Art der Verwitterung und Bodenbildung in diesem Gebiet nicht ausschliessen können, so ist damit zu rechnen, dass dieses Mineral im marinen und stellenweise übersalzenen Milieu des Ablagerungsraumes nicht mehr zu erwarten ist. Tatsächlich haben wir in allen bisher untersuchten Proben des Nordischen Keupers von Frick und Lindau keinen Kaolinit gefunden, und die gleiche Feststellung machten in ihren Arbeitsgebieten auch M. SALGER (1959), H. H. SCHMITZ (1959), W. ECHLE (1961), J. LUCAS (1962) und D. HELING (1965), vgl. Tab. 31.

Ob der in unseren Proben des unteren Mittelkeupers vorkommende Chlorit detritisch zugeführt wurde oder sich im neuen Ablagerungsmilieu bildete («Agradation» im Sinne von G. MILLOT, 1964, S. 367) oder schliesslich eine diagenetische Bildung darstellt (Bildung aus Porenlösungen oder infolge genügender Versenkungstiefe im Bohrprofil von Lindau), ist schwierig zu entscheiden. T. PETERS (1964, S. 573) folgerte aus geochemischen Untersuchungen, dass das Mg für die Chloritbildung detritisch zugeführt worden sei. J. LUCAS (1962) dagegen stellte fest, dass mit zunehmender Entfernung vom Beckenrand der Chloritanteil grösser wird, wobei sich der Chlorit aus dem Illit unter Aufnahme von Mg aus dem Meerwasser gebildet haben soll. G. ATAMAN (1966, S. 60) konnte diese Annahme durch ausgedehnte geochemische Untersuchungen untermauern.

Von den schon erwähnten tonmineralogischen Arbeiten aus dem Grenzbereich Festland–Meer stellten M. C. POWERS (1954), G. M. GRIFFIN & R. L. INGRAM (1955), B. W. NELSON (1960), K. M. TOWE & R. E. GRIM (1963), E. F. SHOVER (1964) und A. BECHER (1965) eine Zunahme des Chloritgehaltes durch Umwandlung im marinen Milieu fest, während H. H. MURRAY (1954) und W. D. JOHNS & R. E. GRIM (1958) diese Beobachtungen nicht bestätigen konnten. Wir werden auf dieses Problem bei der Besprechung des Kristallinitätsgrades des Chlorits und im Abschnitt über den Einfluss der Diagenese zurückkommen.

«Corrensit» tritt in den Profilen von Frick und Lindau vorwiegend im Gipskeuper auf. Sowohl T. PETERS (1964, S. 586) als auch J. LUCAS (1962) kamen zum Schluss, dass «Corrensit» als eine authigene Bildung im evaporitischen Milieu zu betrachten sei. Demgegenüber konnte H. H. SCHMITZ (1959) zwar in seinen untersuchten Gipskeuper-Proben häufig «Corrensit» feststellen, aber er fand keinen direkten Zusammenhang zwischen dem Auftreten dieses Minerals und gipsführenden Schichten. W. ECHLE (1961) und F. LIPPMANN (1954) erwähnen «Corrensit»-reiche Keuper-Proben aus gipsfreien Gesteinen. Übereinstimmend darf aus den oben erwähnten Arbeiten aber gefolgert werden, dass «Corrensit» als eine authigene Umbildung in einem Mg-reichen Milieu angesehen werden kann. Mit andern Worten: Für die «Corrensit»-haltigen Proben des Nordischen Keupers von Frick und Lindau besteht mindestens eine teilweise Abhängigkeit des Tonmineralbestandes vom Ablagerungsmilieu.

Es gilt nun noch abzuklären, inwieweit das Ablagerungsmilieu den Tonmineralbestand des Vindelizischen Keupers beeinflusst hat. Nach P. VOLLRATH (1928), M. LAEMMLEN (Lex. stratigr. int. I, 5d2), D. HELING (1963), P. WURSTER (1964 *b*) u. a. sind die verschiedenen Sandsteinhorizonte des Vindelizischen Keupers als terrestrische Bildungen zu betrachten. Während die begleitenden Rothorizonte früher als äolische Ablagerungen gedeutet wurden (P. VOLLRATH, 1928), herrscht heute eher die Ansicht vor, sie für fluviatile Bildungen zu halten (D. HELING, 1963; P. WURSTER, 1964 *b*). Für den im festländischen Bereich entstandenen Vindelizischen Keuper sind von vornherein nur geringe Veränderungen des Tonmineralbestandes durch das Ablagerungsmilieu zu erwarten, da mit ähnlichen Einflüssen wie im nahe gelegenen Abtragungsgebiet gerechnet werden kann. Ein Blick auf Fig. 23 und Tab. 31 lässt nun, wie mir scheint, einige aufschlussreiche Zusammenhänge zwischen Tonmineralbestand

und paläogeographischer Lage der einzelnen Arbeitsgebiete des Vindelizischen Keupers erkennen. Kaolinit wird im oberen Mittelkeuper von M. SALGER (1959), H. KRUMM (1961, 1965), D. HELING (1963) und H. KROMER (1963) verzeichnet; die Arbeitsgebiete all dieser Autoren liegen nun innerhalb des in Fig. 23 angegebenen Verbreitungsgebietes Vindelizischer Schuttfächer, und es ist verständlich, dass detritisch zugeführter Kaolinit in diesen randnahen Ablagerungsbereichen erhalten geblieben ist. Demgegenüber finden wir in den vom Liefergebiet am weitesten entfernten Arbeitsgebieten von J. LUCAS (1962) und W. ECHLE (1961) keinen Kaolinit, dafür Anzeichen authigener, milieubedingter Umwandlungen in Form des «Corrensits». Die beiden Profile von Frick und Lindau nehmen in dieser Betrachtung eine Mittelstellung ein, und zwar sowohl bezüglich ihres Tonmineralbestandes als auch ihrer paläogeographischen Lage: Kaolinit fehlt, anderseits finden wir aber auch noch keinen «Corrensit»; der Ablagerungsraum beider Profile befindet sich am Rande der Vindelizischen Schuttfächer[4].

Der Einfluss der *Diagenese* kann in den beiden untersuchten Profilen von Frick und Lindau ziemlich gut abgeschätzt werden. Ob postsedimentäre Um- oder Neubildungen aus Porenlösungen stattgefunden haben oder nicht, kann aus dem Mineralbestand von benachbarten Sedimenten mit unterschiedlichem Porenvolumen und daher unterschiedlicher Beweglichkeit für das Porenwasser ersehen werden. Im Profil von Frick besteht nun im Schilfsandstein-Bereich kein Unterschied im Chloritgehalt von Tonen und Sandsteinen (man vergleiche in Fig. 10 z. B. die chloritreichere Tonprobe 123 mit der chloritärmeren Sandsteinprobe 115), wie ihn D. HELING (1965) im Schilfsandstein Deutschlands finden konnte. Im Bohrprofil von Lindau kann die Frage nach dem diagenetischen Einfluss des Porenwassers vorderhand nicht beantwortet werden, da keine Keuper-Sandsteinproben zur Verfügung standen; der ganze Schilfsandstein-Bereich ist hier nämlich tonig ausgebildet, und der in Frick fehlende Stubensandstein ist in Lindau nur andeutungsweise vorhanden (U. P. BÜCHI et al., 1965).

Der diagenetische Einfluss der Versenkungstiefe kann im Profil von Frick vernachlässigt werden, da hier die Überlagerung wahrscheinlich nie mehr als 450–500 m betragen hat (T. PETERS, 1964, S. 585). Anders verhält es sich im Bohrprofil von Lindau, wo der Keuper heute in einer Tiefe von ca. 2200 m angetroffen wird. Da das Bohrprofil mit der Oberen Süsswassermolasse beginnt (U. P. BÜCHI et al., 1965), dürfte die ehemalige maximale Versenkungstiefe nur wenig grösser gewesen sein als die im Bohrprofil heute ermittelte Überlagerung. Es ist nun aus folgenden Gründen möglich, ja wahrscheinlich, dass der Chlorit des oberen Mittelkeupers im Bohrprofil von Lindau diagenetisch unter dem Einfluss der Versenkungstiefe (= «deep-burial stage of diagenesis») aus dem unregelmässigen «mixed-layer»-Mineral Illit/Montmorillonit entstanden ist. Vergleicht man die sich lithostratigraphisch entsprechenden Schichtglieder der Oberen Bunten Mergel von Frick und der Knollenmergel der Bohrung Lindau, so fällt folgender Unterschied auf: In Frick finden wir als einziges Tonmineral Illit/Montmorillonit, im Bohrprofil von Lindau aber daneben auch Chlorit. Diese Erscheinung kann auf zwei verschiedene Arten gedeutet werden:

1. Primäre Faziesunterschiede zwischen Frick und Lindau: Der Chlorit im obersten Mittelkeuper von Lindau wurde entweder detritisch zugeführt oder bildete sich in einem von Frick verschiedenen Ablagerungsmilieu.
2. Gleiche Fazies in Frick und Lindau: Der Chlorit des obersten Mittelkeupers von Lindau bildete sich diagenetisch unter dem Einfluss der Versenkungstiefe auf Kosten des Illit/Montmorillonits.

Wir können vorderhand die Möglichkeit eines primären Faziesunterschiedes nicht ausschliessen; um diese Frage abzuklären, müssten zusätzliche Keuper-Profile im östlichen Schweizer Jura und den mittelländischen Erdölbohrungen untersucht werden.

Es wird zwar im allgemeinen angenommen, dass Illit/Montmorillonit diagenetisch zu Illit umgewandelt werde (C. E. WEAVER, 1959; J. F. BURST, 1959; G. DUNOYER DE SEGONZAC, 1964), doch kann sich nach G. MÜLLER (1967, S. 158), I. H. MILNE & J. W. EARLY (1958) und F.-J. ECKHARDT (1958, S. 462) Chlorit diagenetisch auch aus Montmorillonit bilden. M. SLAUGHTER & I. H. MILNE

[4] H. KRUMM (1968) hat seit der Niederschrift dieser Zeilen eine sehr ähnliche Ansicht geäussert.

(1960) gelang es im Experiment bei Zimmertemperatur, durch Fixierung von Al-Hydroxyd in Montmorillonit ein dioktaëdrisches, chloritähnliches Mineral herzustellen. H. KROMER (1963, S. 31) erwähnt als Bildungsmöglichkeit von dioktaëdrischem Chlorit (= Sudoit) ebenfalls den Einbau von bei der Diagenese gebildetem Al-Hydroxyd in einen Teil der Montmorillonit-Schichten der Wechsellagerung Illit/Montmorillonit. Leider war es bisher bei unseren kleinen Chloritgehalten nicht möglich festzustellen, ob ein di- oder trioktaëdrischer Chlorit vorliegt.

In den anchimetamorphen QS der Glarner Alpen kommt ein Al-reicher Chlorit (siehe S. 45) in grösserer Menge neben gut kristallisiertem Illit bis Muskovit vor; und zwar ist dieser Chlorit dort an einen Horizont gebunden, der lithostratigraphisch den Knollenmergeln im Bohrprofil von Lindau entspricht (M. FREY, 1968). Diese Tatsache stützt die Annahme, dass sich der Chlorit im obersten Mittelkeuper von Lindau diagenetisch auf Kosten des Illit/Montmorillonites gebildet hat.

b) *Zur Kristallinität des Chlorites*

Wie weiter oben erwähnt wurde, fanden wir in unseren Keuper-Proben nur gut kristallisierten Chlorit, und zwar unabhängig vom Kristallisationsgrad des begleitenden Illites. H. H. MURRAY & A. S. SAYYAB (1955) sowie W. D. JOHNS & R. E. GRIM (1958) konnten zeigen, dass degradierter, detritisch zugeführter Chlorit beim Eintritt ins marine Milieu regeneriert wurde und sich unter Aufnahme von Mg aus dem Meerwasser in einen besser kristallisierten Chlorit umwandelte. E. F. SHOVER (1964) verfolgte eine stratigraphische Einheit aus dem oberen Pennsylvanien von Texas vom fluviatilen über den Deltabereich bis ins marine Milieu. Dabei konnte er beobachten, wie degradierter, detritischer Vermiculit sich in einen besser kristallisierten Chlorit umwandelte; auch E. F. SHOVER erklärt diesen Vorgang durch Mg-Adsorption im Meerwasser. J. LUCAS (1962, S. 84 und 139) fand in der Randfazies des Triasbeckens einen schlecht kristallisierten Chlorit, im Beckeninnern aber einen gut kristallisierten, Mg-reichen Chlorit; nach J. LUCAS (S. 144) wurde ersterer detritisch zugeführt, letzterer stellt eine Umbildung im Mg-reichen marinen Milieu dar.

Leider sind die Gehalte an Chlorit in den Profilen von Frick und Lindau zu klein, um die Spezies dieses Minerals auf röntgenographischem Wege zu ermitteln. Doch scheint es mir nach den oben erwähnten Beobachtungen der genannten verschiedenen Autoren sehr wahrscheinlich, dass der gut kristallisierte Chlorit des marinen Nordischen Keupers von Frick und Lindau ebenfalls durch Umwandlung im Mg-reichen Meerwasser gebildet wurde; aus welchem Tonmineral, wissen wir vorderhand noch nicht. Dass auch der wahrscheinlich diagenetisch entstandene Chlorit des oberen Mittelkeupers im Bohrprofil von Lindau einen guten Kristallisationsgrad besitzt, scheint selbstverständlich.

c) *Zur Kristallinität des Illits und Illit/Montmorillonits*

In Teil IV wird der Kristallinitätsgrad des Illits als Indikator für eine beginnende Metamorphose in den Glarner Alpen verwendet werden; hier soll versucht werden, das zum Teil regelmässige, teilweise aber auch unregelmässige Verhalten der Illit-Kristallinität in den beiden Profilen von Frick und Lindau für die Genese des Keupers heranzuziehen.

Der Kristallinitätsgrad des Illits unterliegt im unteren Mittelkeuper von Frick grossen Schwankungen; im oberen Mittelkeuper des gleichen Profils nimmt der Kristallinitätsgrad des Illits bzw. des Illit/Montmorillonits allmählich gegen das Hangende hin ab. Diese Tendenz können wir im ganzen Keuper-Profil von Lindau feststellen. Wie lassen sich diese Beobachtungen erklären?

Eine Beeinflussung der Illit-Kristallinität ist bis heute durch folgende Faktoren – abgesehen von Überlagerung, Druck und Temperatur – festgestellt worden: Verwitterung, Ablagerungsmilieu, Korngrösseneffekte, Lithologie und Oxydationszustand des Eisens.

Die Verwitterung wird die Kristallinität des Illits dann beeinflussen, wenn wir eine detritische Zufuhr dieses Minerals voraussetzen. Ein Verfechter dieser Ansicht ist vor allem C. E. WEAVER (1958, 1959), welche durch K/Ar-Altersbestimmungen an rezenten marinen Tonen weitgehend bestätigt wurde (P. M. HURLEY et al., 1959, 1963; S. W. BAILEY et al., 1962). Da die Kristallinität vom Muskovit über Illit, «mixed-layer» Illit/Montmorillonit bis zum Montmorillonit allmählich abnimmt, liessen sich unsere Resultate unter der Voraussetzung rein detritischer Zufuhr obiger Mineralien wie folgt

deuten: Im unteren Mittelkeuper lieferte der Nordische Keuper einen relativ gut kristallisierten Illit, während im oberen Mittelkeuper die Zufuhr eines schlecht kristallisierten Illit/Montmorillonits des Vindelizischen Keupers einsetzte, wobei der Einfluss dieses zweiten Liefergebietes immer grösser wurde. Schwierig zu erklären wären dann aber die Schwankungen in der Illit-Kristallinität im unteren Mittelkeuper von Frick, wollte man nicht schon hier zwei verschiedene Liefergebiete dafür verantwortlich machen.

Das Verhalten der Illit-Kristallinität in den Profilen von Frick und Lindau könnte aber auch durch den Einfluss des Ablagerungsmilieus erklärt werden, falls wir bedenken, dass der Nordische Keuper weitgehend im marinen Bereich abgelagert wurde, der Vindelizische Keuper aber mehr festländischen Charakter besitzt.

H. H. Murray & A. S. Sayyab (1955), W. D. Johns & R. E. Grim (1958) sowie B. W. Nelson (1960) konnten feststellen, dass sich schlecht kristallisierter, detritischer Illit beim Eintritt ins Meerwasser regenerierte und einen höheren Kristallinitätsgrad aufwies. U. G. Whitehouse & R. S. McCarter (1958) untersuchten systematisch den Einfluss von künstlichem Meerwasser auf die chemische Zusammensetzung von Illit und Montmorillonit. Beide Mineralien nahmen dabei Mg und K auf, verloren aber Na und Ca.

C. E. Weaver (1958) zeigte, dass ein an K verarmter Illit im Meerwasser einige Gew.-% K_2O aufnehmen kann und dann einen hohen Kristallinitätsgrad aufweist. Demgegenüber konnte H. H. Murray (1954, S. 67) keinen Unterschied im Kristallinitätsgrad bei marinen und nichtmarinen Illiten feststellen.

Unter Berücksichtigung obiger Arbeiten liesse sich das Verhalten der Illit-Kristallinität in den Keuper-Profilen von Frick und Lindau wie folgt interpretieren: Im mehrheitlich marinen Milieu des Nordischen Keupers nahm der Illit Mg aus dem Meerwasser auf, was die beiden Illit-Analysen bestätigen (vgl. S. 37). Die zusätzliche Aufnahme von K führte zum relativ guten Kristallinitätsgrad des Illits. Mit Beginn des festländisch beeinflussten Vindelizischen Keupers erlosch der Einfluss des marinen Milieus immer mehr. Dadurch blieb der schlechte Kristallinitätsgrad des Illit/Montmorillonits des oberen Mittelkeupers erhalten. Wiederum bleibt eine Deutung der Schwankungen der Illit-Kristallinität im unteren Mittelkeuper von Frick schwierig, wollte man nicht kurzfristige Meeresspiegelschwankungen zubilligen.

Nach K. M. Towe & R. E. Grim (1963, S. 852) ist eine Abnahme der Partikelgrösse gewöhnlich mit einer gleichzeitigen Abnahme der Kristallinität verknüpft. Immerhin bewirkt eine Änderung der Korngrösse eine symmetrische Verbreiterung der Diffraktometer-«peaks», während sich die Kristallinität der Schichtsilikate durch eine asymmetrische Verbreiterung kundtut. K. M. Towe & R. E. Grim bemerken, dass eine Unterscheidung dieser sich überlappenden Effekte schwierig zu machen sei. Unsere Messungen der Illit-Kristallinität wurden alle an asymmetrischen «peaks» der Fraktion $<2\mu$ ausgeführt; um aber oben genannten Korngrösseneffekt eindeutig ausschliessen zu können, müsste wohl ein sehr enger, auch nach unten begrenzter Korngrössenbereich verwendet werden.

Leider bestehen in der Literatur fast keine Angaben über den Zusammenhang zwischen Lithologie und Illit-Kristallinität. B. Kubler (1964, S. 1109) konnte keine Beeinflussung der Illit-Kristallinität durch die verschiedenartige Lithologie von Tonschiefern und Kalken feststellen. Im Profil von Frick könnte zwar die geringe Illit-Kristallinität im Bereich des Gansingerdolomits eine Abhängigkeit von der Lithologie vermuten lassen, doch sind die Illite einiger Tone des Schilfsandsteins ebenfalls schlecht kristallisiert (vgl. z. B. Probe 121 in Fig. 10). Solange aber kein reicheres Beobachtungsmaterial zur Verfügung steht, lässt sich die Frage nach der Abhängigkeit der Illit-Kristallinität von der Lithologie nicht eindeutig beantworten.

H. H. Murray & A. S. Sayyab (1955) stellten bei Untersuchungen an rezenten marinen Sedimenten fest, dass die Illite in roten Tonen besser kristallisiert waren als diejenigen in grüngrauen Tonen. Sie erklärten diese Tatsache durch den verschiedenen Oxydationsgrad des Eisens in den roten und graugrünen Tonen. Fig. 24 zeigt die Beziehung zwischen Illit-Kristallinität und hämatitführenden bzw. hämatitfreien Keuper-Proben der Profile Frick und Lindau. Obwohl die am schlechtesten kristallisierten Illite und Illit/Montmorillonite alle aus hämatitfreien Proben stammen, scheint keine direkte Abhängigkeit der Illit-Kristallinität vom Oxydationsgrad des Eisens zu bestehen.

Zusammenfassend kann über die Bedeutung des Verhaltens der Illit-Kristallinität in den Keuper-Profilen von Frick und Lindau folgendes ausgesagt werden: Das Auftreten von schlecht kristallisiertem Illit bzw. Illit/Montmorillonit im oberen Mittelkeuper fällt zeitlich in beiden Profilen mit dem Sedimentationsbeginn des Vindelizischen Keupers zusammen und ist wahrscheinlich ein Ausdruck verschiedener Liefergebiete und/oder Ablagerungsmilieus für Nordischen und Vindelizischen Keuper. Die unregelmässigen Schwankungen der Illit-Kristallinität im unteren Mittelkeuper von Frick lassen sich vorderhand nicht befriedigend erklären; eine mögliche Lösung des Problems könnte in der Annahme von Bodenbildungen im Deltagebiet des Nordischen Keupers (abwechslungsweise über und unter dem Meereswasserspiegel) bestehen (T. Peters, mündl. Mitt. 1968).

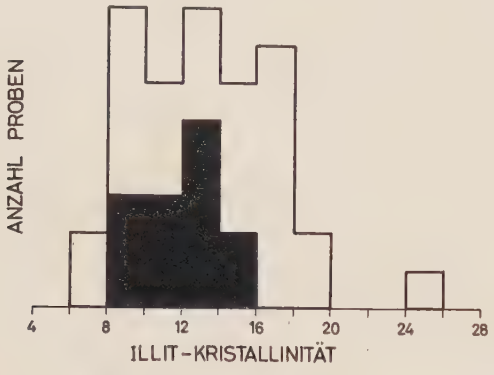


Fig. 24: Beziehung zwischen Illit-Kristallinität und hämatitführenden (schwarz) bzw. hämatitfreien (weiss) Keuper-Proben; die 40 untersuchten Proben zeigen keine direkte Abhängigkeit.

d) *Zu den Illit-Modifikationen*

Wie aus den Fig. 10 und 11 ersichtlich ist, nimmt der Anteil der $2M_1$-Illit-Modifikation in den Keuper-Profilen von Frick und Lindau vom Liegenden zum Hangenden stetig ab. Mit Beginn des Vindelizischen Keupers finden wir nur noch die 1Md-Illit-Modifikation.

H. S. Yoder & H. P. Eugster (1955) fanden, dass sich idealer Muskovit zunächst bei allen Temperaturen in der metastabilen Modifikation 1Md (= einschichtig monoklin ungeordnet) bildet, welche im Experiment langsam in die stabile Modifikation 1M übergeht. Oberhalb von 200–350 °C entwickelt sich daraus die stabile Hochtemperaturform 2M (= zweischichtig monoklin). B. Velde (1965 *b*) stellte anlässlich einer Neuüberprüfung der Stabilitätsbeziehungen der Muskovit-Modifikationen fest, dass $2M_1$ das einzige stabile Polymorph des idealen Muskovits darstellt, und zwar schon bei einer so tiefen Temperatur von 125 °C bei 4,5 kb. Sowohl 1Md- als auch 1M-Muskovit stellen nach diesem Autor metastabile Formen dar. Hingegen erscheint das 1M-Polymorph als stabile Modifikation bei dioktaëdrischen Glimmern mit einem von idealem Muskovit abweichenden Chemismus, also z. B. bei Illit oder Glaukonit.

Aus diesen experimentellen Daten haben verschiedene Tonmineralogen den Schluss gezogen, dass $2M_1$-Glimmer detritisch, 1Md-Glimmer aber diagenetische Neubildungen seien (z. B. H. Füchtbauer & H. Goldschmidt, 1959, S. 333; B. Velde & J. Hower, 1963, S. 1253). K/Ar-Altersbestimmungen haben nun aber laut C. W. Correns (1965, S. 124) gezeigt, dass auch 1Md-Glimmer sehr viel älter sein können als das Sediment, in dem sie gefunden wurden.

Aus unseren Resultaten kann also nur geschlossen werden, dass der Anteil an detritischem Illit, welcher aus einem Hochtemperatur-Muskovit hervorging, im unteren Mittelkeuper von Frick und Lindau vom Liegenden zum Hangenden stetig abnahm. T. Peters (1964, S. 566) machte die Beobachtung, dass in den gröberen Fraktionen ein Illit vom $2M_1$-Typ, in der Tonfraktion $<2\mu$ aber ein 1Md-Typ auftrat. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass der 1Md-Illit durch Abbau aus einem $2M_1$-Typ entstanden ist und somit ebenfalls detritischer Herkunft wäre.

Wichtig scheint mir die Tatsache zu sein, dass wir den $2M_1$-Illit nur bis zu einem Niveau finden, welches dem Übergangsbereich vom Nordischen zum Vindelizischen Keuper entspricht. Dies ist ein weiterer Hinweis für die Existenz zweier verschiedener Liefergebiete im germanischen Keuper.

e) *Zusammenfassung der Ergebnisse von Frick und Lindau*

Zusammenfassend kann über die Entstehung der in den Profilen Frick und Lindau vorgefundenen Mineralien vorläufig folgendes ausgesagt werden:

Detritisch zugeführt wurden Illit (siehe einschränkende Bemerkungen weiter unten), «mixed-layer» Illit/Montmorillonit, Kaolinit, Quarz, Feldspäte und Hämatit.

Authigener Entstehung sind die Carbonate (siehe dazu S. 96), Chlorit (siehe einschränkende Bemerkungen weiter unten), «Corrensit», Gips, Anhydrit und Goethit.

Zu der etwas starren Einteilung in detritische und authigene Mineralien müssen folgende einschränkende Bemerkungen angebracht werden: Ein Grossteil des Illits als auch der «mixed-layer» Illit/Montmorillonit tritt in der Modifikation 1Md auf; trotzdem halten wir an einer detritischen Herkunft dieser Mineralien fest, obwohl eine authigene Entstehung vorderhand nicht ausgeschlossen werden kann. Dass der Illit zudem im marinen Milieu des Nordischen Keupers Mg aufgenommen und deshalb jedenfalls eine teilweise Umbildung erfahren hat, wurde schon weiter oben erwähnt. Ähnlich verhält es sich mit dem gut kristallisierten Chlorit des Nordischen Keupers, der unter die Mineralien authigener Entstehung eingereiht wurde, obwohl er wenigstens teilweise eine Umbildung aus einem detritisch zugeführten Chlorit darstellt. Chlorit, Illit und möglicherweise auch der «mixed-layer» Illit/Montmorillonit nehmen also hinsichtlich ihrer Entstehung eine Zwischenstellung zwischen rein detritisch zugeführten und rein authigen entstandenen Mineralien ein.

Die Horizontbeständigkeit der Tonmineralführung in Frick und Lindau wurde nach der oben geführten Diskussion (siehe S. 76–80) hauptsächlich durch zwei Faktoren verursacht: 1. das Klima der Liefergebiete, das sich auf die entsprechenden Horizonte der beiden Profile gleichsinnig auswirkte, und 2. das Milieu der Ablagerungsräume, das für beide Profilorte zur gleichen Zeit sehr ähnlich gewesen sein muss. Der etwas abweichende Tonmineralbestand im obersten Mittelkeuper lässt sich durch den beginnenden diagenetischen Einfluss der Versenkungstiefe im Bohrprofil von Lindau erklären.

Die unterschiedliche Tonmineralführung in der Vertikalen der beiden untersuchten Profile scheint die Ansicht P. Wursters zu bestätigen, wonach für den tieferen und den höheren germanischen Keuper verschiedene Liefergebiete und Entstehungsweisen angenommen werden. So wird der Tonmineralbestand des Nordischen Keupers weitgehend durch das kühlere und feuchtere Klima im Abtragungsgebiet und das marine Ablagerungsmilieu bestimmt, während der Tonmineralbestand des Vindelizischen Keupers hauptsächlich durch die Verwitterung unter subtropischem bis semiaridem Klima im Liefergebiet geprägt wird, der im festländischen Bildungsbereich des Vindelizischen Keupers kaum mehr verändert wurde.

B. Das Alter der Quartenschiefer

Bevor daran gedacht werden kann, die tonmineralogischen Ergebnisse von Frick und Lindau mit denjenigen der helvetischen QS der Glarner Alpen zu vergleichen, muss die lithostratigraphische Stellung der QS zum germanischen Keuper abgeklärt werden.

Die QS zeichnen sich durch eine grosse Fossilarmut aus. R. Brunnschweiler (1944) fand die ersten Pflanzenreste, wahrscheinlich Arten von *Pterophyllum,* doch erlauben die schlecht erhaltenen Individuen keine sichere Aussage über das Alter der QS. Dem Autor gelang im Talbach westlich Quarten (Koord. 735.800/218.450) der Fund eines stark inkohlten, pflaumengrossen Knollens, in dem Herr PD Dr. R. Hantke eine Rhizomknolle von *Equisetites* vermutete. H. Kühn (1966, S. 87) berichtet von einem Muschelfund (?*Cardita*) in den Lauischiefern des Spitzmeilen-Gebietes, welcher aber ebenfalls keine sicheren altersmässigen Aussagen zulässt.

Tabelle 32: *Lithostratigraphischer Vergleich der helvetischen Quartenschiefer der Glarner Alpen mit dem germanischen Keuper*

Gliederung der helvetischen Quartenschiefer in den Glarner Alpen		*Gliederung des germanischen Keupers im östlichen Schweizer Jura*
R. Brunnschweiler (1948)	M. Frey (1968)	
Lauischiefer	Lauischiefer	Rhät
obere Tonschieferserie	Obere Tonschiefer	Knollenmergel
	Grobdetritische Schichten	Stubensandstein
?	Untere Tonschiefer	Bunte Mergel
	Tödigrenzdolomit	Gansingerdolomit
	Basisschichten	
Geröllhorizont	fehlt	Schilfsandstein
untere Tonschieferserie	fehlt	Gipskeuper
Tödigrenzdolomit und Basisschichten	fehlt(?)	Lettenkohle

Da eine biostratigraphische Gliederung der QS mit dem bis heute vorliegenden spärlichen Material unmöglich ist, musste versucht werden, das Problem der Alterseinstufung der QS auf lithostratigraphischem Wege anzugehen. Die Resultate dieses lithostratigraphischen Vergleichs der QS mit dem germanischen Keuper sind in einer Vorpublikation (M. Frey, 1968) niedergelegt worden und in Tab. 32 zusammengefasst.

Wer sich über den beschrittenen Weg orientieren will, der zu den Resultaten in Tab. 32 führte, sei auf oben zitierte Arbeit des Autors verwiesen.

Aus Tab. 32 geht hervor, dass meiner Ansicht nach der Unter- sowie der untere Mittelkeuper in den Glarner Alpen fehlen, dass aber der obere Mittelkeuper der Glarner Alpen lithologisch gut mit den gleichaltrigen Schichtgliedern des germanischen Keupers des östlichen Schweizer Jura verglichen werden kann. Feldgeologische Hinweise für die postulierte Schichtlücke im Liegenden der QS werden im folgenden Kapitel erwähnt werden.

R. Brunnschweilers Parallelisation der helvetischen QS mit dem germanischen Keuper stützte sich vor allem auf seine Pflanzenfunde in der oberen Trias der Glarner Alpen. R. Brunnschweiler überschätzte aber den Wert dieser ersten Fossilfunde in den QS, wodurch er seinen Geröllhorizont (= Grobdetritische Schichten) mit dem germanischen Schilfsandstein verglich. Auf die Gründe, die gegen diese Parallelisation R. Brunnschweilers sprechen, bin ich an anderer Stelle eingegangen (M. Frey, 1968).

C. Zur Bildungsgeschichte der Quartenschiefer der Glarner Alpen

1. Diskussion der tonmineralogischen und geochemischen Ergebnisse im Hinblick auf die Genese der Quartenschiefer

a) *Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen der Quartenschiefer*

Da die anchimetamorphen QS der Glarner Alpen nicht mehr ihren ursprünglichen Tonmineralbestand aufweisen (siehe Teil IV), ist es nicht mehr ohne Einschränkungen möglich, Rückschlüsse auf die Bildungsbedigungen der QS ziehen zu können. Der unmetamorphe Tonmineralbestand könnte aber dann rekonstruiert werden, wenn die den helvetischen QS lithostratigraphisch entsprechenden Horizonte des Keupers von Frick und Lindau jenen auch faziell entsprächen. Die unmetamorphen Äquivalente der in den QS der Glarner Alpen untersuchten Ton- und Mergelschiefer müssen wir in Frick und Lindau hauptsächlich in den Oberen Bunten Mergeln bzw. den Knollenmergeln suchen (vgl. Tab. 32 und M. Frey, 1968). Leider bestehen bis heute keine chemischen Analysen aus den beiden letztgenannten Horizonten, um eine Stütze für die fazielle Gleichheit mit den untersuchten QS-Proben zu erbringen. (Ein Beweis wäre dies zwar noch keineswegs, denn von gleicher Chemofazies darf nicht ohne weiteres auf identische Lithofazies geschlossen werden.) Aus den lithologischen Feldbefunden sind aber jedenfalls keine Faziesunterschiede erkennbar, denn sowohl die untersuchten Rothorizonte der QS einerseits als auch die Oberen Bunten Mergel von Frick bzw. die Knollenmergel von Lindau anderseits bestehen mehrheitlich aus hämatitführenden Tonen (Tonschiefern in den QS) und dolomitischen Mergeln (Mergelschiefern in den QS), begleitet von Dolomitbändchen und -knollen.

Der unmetamorphe Mineralbestand der QS dürfte sich demnach wie folgt zusammengesetzt haben: Aus detritisch zugeführtem Illit, «mixed-layer» Illit/Montmorillonit, Quarz, Kalifeldspat, Albit, Hämatit (vgl. dazu auch S. 95) und Dolomit (letzterer nur in den Grobdetritischen Schichten); und aus authigen gebildetem Carbonat (meist Dolomit, siehe dazu S. 87 und 96), Gips und Anhydrit. Beim heute vorhandenen Al-reichen Chlorit dürfte es sich um eine diagenetische Umbildung handeln (vgl. Diskussion auf S. 79/80).

Da also der unmetamorphe Mineralbestand der helvetischen QS identisch mit demjenigen des Vindelizischen Keupers von Frick und Lindau gewesen sein dürfte, kann hier auf eine neuerliche Diskussion der Bildungsbedingungen der QS auf Grund der tonmineralogischen Ergebnisse verzichtet und auf das entsprechende Kapitel des Keupers von Frick und Lindau verwiesen werden (siehe S. 76–80).

b) *Zur Frage von Faziesunterschieden in den Quartenschiefern*

Im folgenden soll die Frage untersucht werden, ob innerhalb der QS Faziesunterschiede festgestellt werden können oder nicht.

In Teil II wurden die einzelnen untersuchten QS-Profile in einer Reihenfolge besprochen, die einmal ihrer heutigen geographischen Lage entspricht (vgl. Fig. 9, S. 30), dann aber auch die relative Position wiedergibt, in der diese Sedimente die alpidische Metamorphose erlitten haben; denn nach heutiger Ansicht erfolgte die alpidische Metamorphose im wesentlichen *nach* der Hauptüberschiebung der helvetischen Decken, da ja die Mineralzonen die Deckengrenzen schneiden. Um Faziesstudien anzustellen, müssen wir aber die untersuchten QS-Profile in ihrer paläogeographischen Lage zur Sedimentationszeit betrachten, wie dies schon in Teil I (vgl. Fig. 8) getan wurde. Tab. 33 gibt eine Gegenüberstellung der relativen gegenseitigen Lagen der untersuchten Profile im Ablagerungsraum und zur Zeit der alpidischen Metamorphose.

Eine Rekonstruktion des unmetamorphen Mineralbestandes bringt nun in einem Deckgebirge, wie in unserem Fall, zusätzliche Schwierigkeiten, da die untersuchten QS-Profile in einem abgewickelten Faziesprofil nicht in derselben Reihenfolge erscheinen wie zur Zeit der Metamorphose; so erlitten z. B. die QS des heute südlicher gelegenen Limmernboden-Profiles eine stärkere Metamorphose als

Tabelle 33: *Relative gegenseitige Lage der untersuchten Quartenschiefer-Profile zur Sedimentationszeit (= paläogeographische Lage) und zur Zeit der alpidischen Metamorphose (~ heutige geographische Lage)*

	~ N			~ S
Gegenseitige Lage zur Sedimentationszeit	Limmernboden	Quarten	Lauifurkel	Garvera
Gegenseitige Lage zur Zeit der alpidischen Metamorphose	Quarten	Lauifurkel	Limmernboden	Garvera

diejenigen von Quarten, aber im Ablagerungsraum lag das QS-Profil von Limmernboden einst nördlicher als dasjenige von Quarten (vgl. Tab. 33).

Trotzdem ist es möglich, sedimentär-fazielle Fragen abzuklären, da die QS-Profile von Quarten, Lauifurkel und Limmernboden noch keine metamorphen Neubildungen aufweisen, sondern bloss einen anchimetamorphen Mineralbestand besitzen (vgl. Teil IV). Erst im Garvera-Profil treten in den QS mit Chloritoid und Paragonit die ersten eigentlichen metamorphen Neubildungen auf. Da aber die Reaktionsgleichung, welche zur Chloritoidbildung führte, bekannt ist (vgl. S. 115, Teil IV), kann auch für das Garvera-Profil der anchimetamorphe Mineralbestand (abgesehen vom Paragonit) weitgehend rekonstruiert werden. In Fig. 25 konnte so der Chlorit-Anteil an den Phyllitmineralien der Gesamtgesteine wiedergegeben werden. Dabei haben die untersuchten QS-Profile in Fig. 25 einmal ihre entsprechende lithostratigraphische Stellung inne; dann aber sind sie auch in ihrer einstigen Reihenfolge von ca. Nord nach ca. Süd zur Sedimentationszeit angeordnet.

Falls man vorerst die lithostratigraphische Stellung der einzelnen Profile ausser acht lässt, könnte man meinen, dass der Chlorit-Anteil an den Phyllitmineralien von Limmernboden bis zur Garvera allmählich zunehme. Zieht man aber die lithostratigraphische Stellung der untersuchten QS-Profile ebenfalls in Betracht, so gelangt man trotz des noch beschränkten Beobachtungsmaterials zur Vorstellung eines idealisierten Sammelprofils, wie es rechts in Fig. 25 dargestellt ist. Danach ist

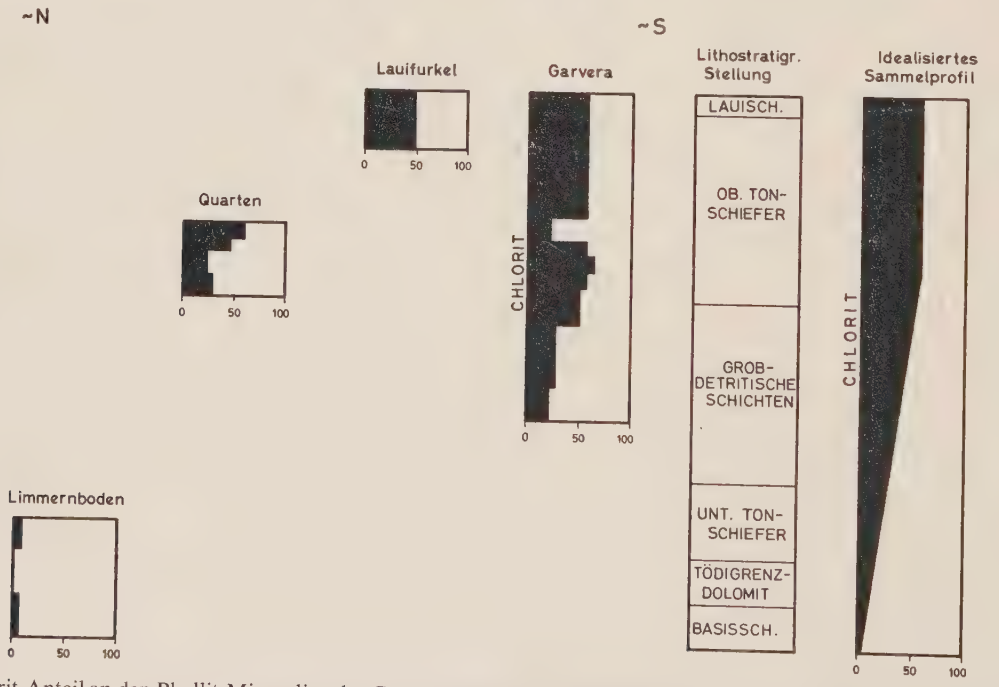


Fig. 25: Chlorit-Anteil an den Phyllit-Mineralien der Gesamtgesteine im anchimetamorphen Zustand. Berücksichtigt wurde sowohl die lithostratigraphische Stellung als auch die relative gegenseitige paläogeographische Lage der einzelnen untersuchten Quartenschiefer-Profile. Erläuterungen im Text.

der Chlorit-Anteil im Limmernboden-Profil nur deshalb so gering, weil wir uns hier an der Basis der QS befinden. In Quarten ist der Chlorit-Anteil schon grösser, da wir uns im unteren Teil der Oberen Tonschiefer befinden. Im Lauifurkel-Profil, im Dach der QS, erreicht der Chlorit-Anteil noch höhere Werte als in Quarten. Im Garvera-Profil schliesslich ist deutlich sichtbar, wie der (rekonstruierte) Chlorit-Anteil vom Liegenden zum Hangenden zunimmt. Wie kann nun diese Erscheinung erklärt werden?

Ein Blick auf Fig. 10 (S. 33), die tonmineralogischen Ergebnisse des Keuper-Profils von Frick, gibt eine mögliche Antwort: Dort besteht nämlich der Tonmineralbestand im unteren Teil des Vindelizischen Keupers (= Bereich des Gansingerdolomits) nur aus Illit, im höheren Teil (= Obere Bunte Mergel) aber aus einem «mixed-layer» Illit/Montmorillonit. Falls wir nun zugestehen, dass der Al-reiche Chlorit der helvetischen QS unter Mitbeteiligung des «mixed-layer» Illit/Montmorillonit entstanden ist (vgl. Diskussion S. 79/80), so würde auch verständlich, warum wir in den tieferen Teilen der QS der Glarner Alpen als Phyllitmineral fast nur Illit bis Muskovit, im höheren Teil aber auch in bedeutenden Mengen Al-reichen Chlorit vorfinden.

Wesentlich zum Verständnis von Faziesunterschieden in den QS ist das unregelmässige Auftreten des Dolomites. Während z. B. die untersuchten QS-Proben des Limmernboden-Profils praktisch dolomitfrei sind, besitzt eine analysierte QS-Probe aus dem Gebiet des Bifertengletschers, also ebenfalls aus dem autochthonen Bereich des östlichen Aarmassivs, einen Dolomitgehalt von ca. 40 Gew.-% (vgl. Analyse MF 51, Tab. 15). Als zweites Beispiel seien die fast carbonatfreien QS des Garvera-Profils erwähnt, während sie in den höheren helvetischen Decken der Glarner Alpen mehrheitlich als dolomitische Mergelschiefer vorkommen. Der feinverteilte Dolomit dürfte in diesen Mergelschiefern authigen gebildet worden sein, und das unregelmässige Auftreten könnte auf unterschiedliche Bedingungen im Ablagerungsmilieu zurückgeführt werden (vgl. S. 96).

Im Gegensatz dazu wurden die detritischen Mineralien Illit und Illit/Montmorillonit (heute als Illit bis Muskovit und als Chlorit vorliegend) sowie der Hämatit nicht in willkürlichen Mengen zugeführt. Dieses Verhalten kann aber nur im detritisch angelieferten Anteil der QS untersucht werden, d. h. nur im decarbonatisierten Anteil, da Dolomit und teilweise auch Calcit die einzigen authigenen Mineralien sein dürften, welche mengenmässig eine Rolle spielen (im folgenden beziehen sich also Mengenangaben immer auf die decarbonatisierten Anteile der Gesamtgesteine). Der Hämatit wurde nun, gemessen am detritischen Anteil der QS, in ziemlich konstanter Menge zugeführt, und zwar durchschnittlich 5–6 Gew.-%. Diese Werte erhält man aus den Angaben über den Hämatitgehalt in den Tab. 8, 11, 14, 17 und 18. Weiter stellt sich die Frage, ob die grünen QS ehemals einen ähnlich grossen Hämatitgehalt besassen wie die roten und violetten QS. Das Problem lässt sich anhand der geochemischen Daten aus Teil II eindeutig beantworten. In Tab. 34 wurde der mittlere Eisengehalt von 14 roten bzw. violetten sowie 13 grünen QS aus den Glarner Alpen und dem Vorderrheintal berechnet. Diese Proben lassen sich im Eisengehalt nicht voneinander unterscheiden, was bedeutet, dass die grünen Proben aus den roten durch Reduktionsvorgänge entstanden sind (z. B. Reduktion im Meerwasser, vgl. S. 92; oder Reduktion während der Metamorphose, siehe Teil IV). Im ganzen wurden nur zwei grüne Proben analysiert, die einen um 5 Gew.-% niedrigeren Eisengehalt aufwiesen (Proben MF 47 und 407) als alle andern Proben. Da diese Differenz ungefähr der mittleren, detritisch zugeführten Hämatitmenge entspricht (5–6 Gew.-%, siehe oben), darf wohl gefolgert werden, dass diese zwei Proben schon primär hämatitfrei waren.

Tabelle 34: *Eisengehalte im detritischen Anteil von roten und grünen Quartenschiefern der Glarner Alpen und des Vorderrheintales*

Varietät	mittlerer Eisengehalt	Anzahl Proben
Rote (und violette) QS	$8{,}3 \pm 1{,}6$ Gew.-% Fe_2O_3 *	14
Sekundär grüne QS	$8{,}1 \pm 2{,}5$ Gew.-% Fe_2O_3 *	13
Primär grüne QS	$3{,}3 \pm 0{,}3$ Gew.-% Fe_2O_3 *	2

* Alles Fe als Fe_2O_3 berechnet.

Der Kali-Hellglimmer (Illit bis Muskovit bzw. Phengit) zeigt in den QS der Glarner Alpen und der Urseren-Zone im Auftreten ein dem Chlorit entgegengesetztes Verhalten. Da der Anteil an detritischem Kalifeldspat in allen chemisch untersuchten QS-Proben sehr gering war, stellt der K_2O-Gehalt einer Gesamtprobe ein direktes Mass für die Menge an Kali-Hellglimmer dar. Wie aus Fig. 26 ersichtlich ist, weisen nun die analysierten Proben aus dem tieferen Teil der QS (Basisschichten und Untere Tonschiefer) durchschnittlich bedeutend höhere K_2O-Gehalte auf als die Proben aus dem höheren Teil (Obere Tonschiefer und Lauischiefer). Das heisst also, dass die unteren QS im Mittel wesentlich reicher an Kali-Hellglimmer sind als die oberen QS – ein Verhalten, das demjenigen des Chlorites gerade entgegenläuft (vgl. Fig. 25). Eine mögliche Erklärung gibt wiederum ein Vergleich mit dem unmetamorphen Keuper-Profil von Frick: In denjenigen Horizonten, die lithostratigraphisch den unteren QS der Glarner Alpen entsprechen, finden wir als Tonmineral nur Illit, so dass z. B. die decarbonatisierte Gesamtprobe 108 von Frick 7,4 Gew.-% K_2O enthält (T. Peters, 1964, S. 583). Im obersten Mittelkeuper von Frick, welcher lithostratigraphisch den oberen QS der Glarner Alpen entspricht, tritt praktisch als einziges K-haltiges Mineral ein «mixed-layer» Illit/Montmorillonit auf, welcher natürlich kleinere K_2O-Gehalte besitzt als reiner Illit, was dann zu K-ärmeren Proben führt.

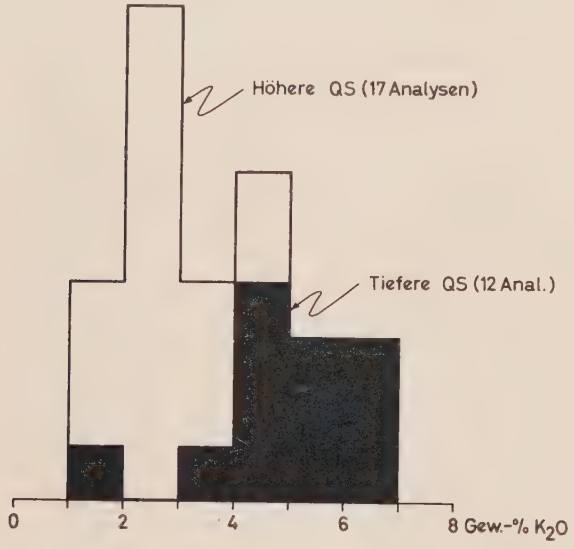


Fig. 26: K_2O-Gehalte in decarbonatisierten höheren und tieferen Quartenschiefern der Glarner Alpen und der östlichen Urseren-Zone. Analysen aus P. Niggli (1912), H. Richter (1968) und vom Autor.

Über die Fazies der QS des östlichen Gotthardmassivs (Teilgebiet C in Fig. 1) kann bis jetzt im Detail wenig ausgesagt werden, da diese Gesteine in dieser Arbeit keine eingehende mineralogisch-geochemische Bearbeitung erfuhren. Zwar finden wir die für die QS so typische Vergesellschaftung der «red beds» mit Dolomitlagen auch in diesem Gebiet wieder; aber die mineralogische Zusammensetzung und der Chemismus der zwei untersuchten Proben von Obersaxen (vgl. Tab. 17 und 18) zeigen, dass hier auch in den epimetamorphen Oberen Tonschiefern relativ phengit- und K-reiche QS vorkommen.

Aus dem Bereich der hochmetamorphen QS des Lukmanier-Gebietes gibt es keine mineralogisch-geochemischen Untersuchungen an einem einzelnen, vollständigen QS-Profil, um Vergleiche mit entsprechenden QS-Profilen der Glarner Alpen und der östlichen Urseren-Zone anzustellen. Hingegen kann ein Vergleich der bisher chemisch analysierten QS-Einzelproben des Lukmanier-Gebietes (50 Analysen) mit solchen der Glarner Alpen und der östlichen Urseren-Zone (24 Analysen) Hinweise auf Faziesunterschiede liefern. Dazu muss einschränkend bemerkt werden, dass Änderungen des Gesamtgesteinschemismus durch den erhöhten Metamorphosegrad im Lukmanier-Gebiet nachgewiesen werden konnten (CO_2-Verlust, Änderungen im Oxydationsgrad des Eisens sowie wenig erhöhte Na-Gehalte, siehe Teil IV). Bei den im folgenden verwendeten aknf-, acf- und afm-Diagrammen wird aber der CO_2-Gehalt einer Analyse nicht berücksichtigt, und die Berechnung des Gesamteisen-Gehaltes als FeO sowie die nur wenig erhöhten Na-Gehalte rufen in den genannten Diagrammen nur ge-

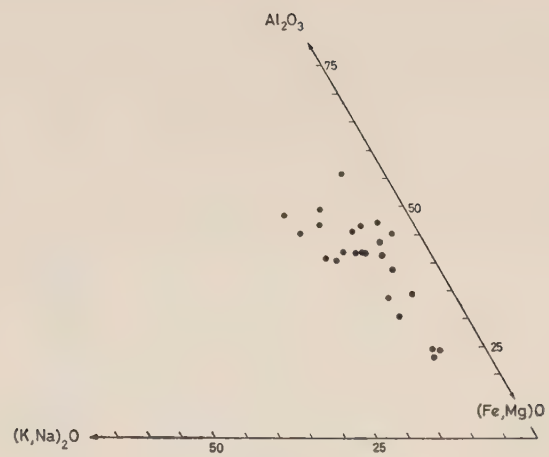


Fig. 27a

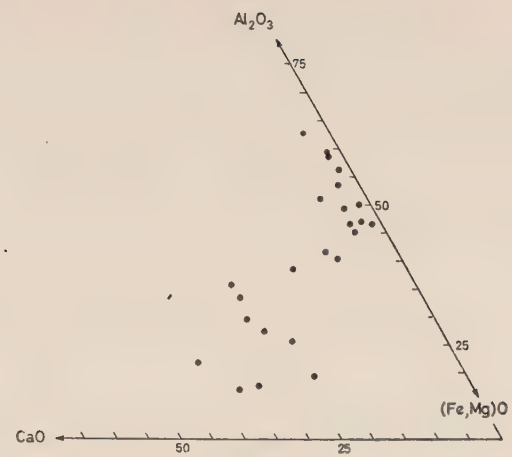


Fig. 27b

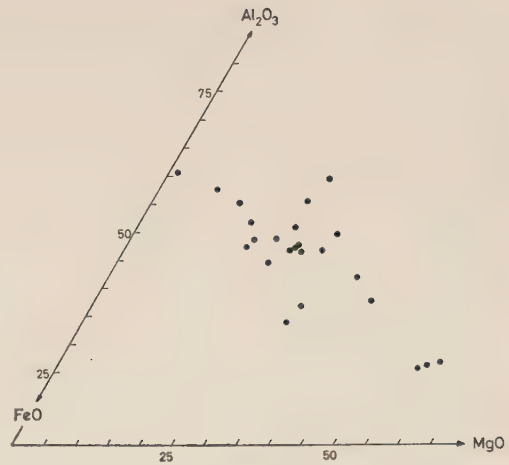


Fig. 27c

Fig. 27a–c: Chemismus von 24 analysierten Quartenschiefern der Glarner Alpen und der östlichen Urseren-Zone, dargestellt in den aknf-, acf- und afm-Diagrammen. Analysen aus P. NIGGLI (1912), H. RICHTER (1968) und vom Autor.

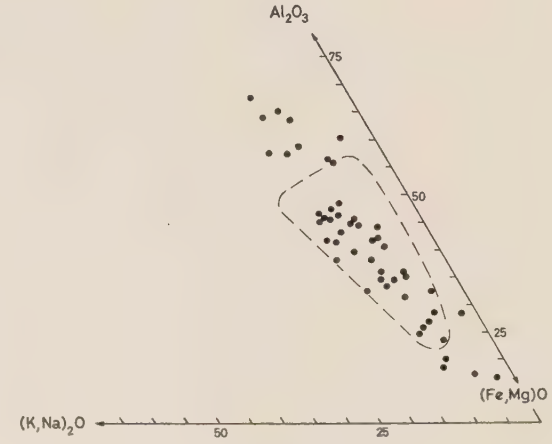


Fig. 27d

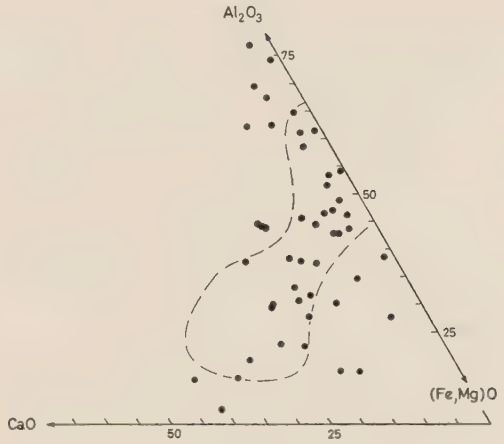


Fig. 27e

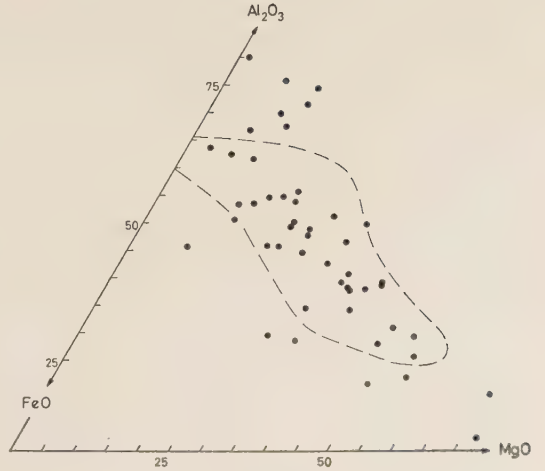


Fig. 27f

Fig. 27d–f: Chemismus von 50 analysierten Quartenschiefern des Lukmanier-Gebietes, dargestellt in den aknf-, acf- und afm-Diagrammen. Gestrichelt: Bereich der QS-Analysen der Glarner Alpen und der östlichen Urseren-Zone. Analysen aus P. NIGGLI (1929) und vom Autor.

ringfügige Verschiebungen hervor. Ein sedimentär-fazieller Vergleich auf geochemischer Grundlage wird also in unserem Falle durch den Einfluss der Metamorphose kaum beeinträchtigt.

In Fig. 27 sind nun sämtliche bisher chemisch analysierten QS der Glarner Alpen und der östlichen Urseren-Zone (Fig. 27 a–c) denjenigen des Lukmanier-Gebietes (Fig. 27 d–f) gegenübergestellt. Aus den entsprechenden aknf-, acf- und afm-Diagrammen ist folgendes ersichtlich:

1. Die QS weisen einen grossen Variationsbereich im Chemismus auf; dies ist verständlich, wenn wir bedenken, dass zwischen ursprünglich reinen Tonen und fast reinen Dolomiten alle Übergangsglieder vorkommen.

2. Obwohl der Chemismus der QS zwar im Aufschlussbereich stark variieren kann, bestehen für die Glarner Alpen und die östliche Urseren-Zone einerseits sowie das Lukmanier-Gebiet anderseits je gesamthaft betrachtet kaum chemofazielle Unterschiede in den QS. So decken sich die von QS-Analysenpunkten belegten Bereiche der je zwei aknf-, acf- und afm-Diagramme gegenseitig ziemlich gut (vgl. Fig. 27a und d, bzw. Fig. 27b und e, bzw. Fig. 27c und f). Bei genügendem Arbeitsaufwand dürfte also zu jeder hochmetamorphen QS-Probe des Lukmanier-Gebietes eine chemisch entsprechende QS-Probe in den anchi- bzw. epimetamorphen Gebieten der Glarner Alpen und der östlichen Urseren-Zone gefunden werden, abgesehen von den auf S. 88 kurz erwähnten und in Teil IV ausführlich beschriebenen, durch die Metamorphose verursachten Änderungen des Chemismus.

2. Zur Frage von vulkanischen Tuffen in den Quartenschiefern

R. Brunnschweiler (1948, S. 30) sprach erstmals die Vermutung aus, dass in den tieferen QS von Vättis Tuffmaterial enthalten sein könnte. Neuerdings hat J. H. Markus (1967) für die Lauischiefer eine zumindest teilweise vulkanische Entstehung postuliert; im folgenden will ich mich vor allem mit den vom letztgenannten Autor vorgebrachten Argumenten auseinandersetzen.

Vorerst muss bemerkt werden, dass die Identifizierung von tuffogenem und erst recht von tuffitischem Material ein schwieriges Unternehmen darstellt. Hinweise auf eine vulkanische Entstehung eines Sediments können uns möglicherweise liefern:

- das Auftreten im Gesteinsverband im Felde,
- Struktur und Textur,
- der Mineralbestand, und zwar sowohl die Hauptgemengteile als auch die Schwereminerал-Zusammensetzung, und
- ein aussergewöhnlicher Chemismus.

a) Das Auftreten im Gesteinsverband im Felde wurde schon auf S. 14 beschrieben. Die geringe Mächtigkeit (meist 1–2 m) sowie die grosse flächenmässige Verbreitung (in den ganzen höheren helvetischen Decken der Glarner Alpen; in der Wildhorn-Decke des Jochpass-Gebietes) sind häufig Eigenschaften vulkanisch entstandener Horizonte, aber natürlich keineswegs nur auf diese beschränkt.

b) Eines der Hauptargumente von J. H. Markus (1967, S. 46–48) für eine tuffogene Entstehung der Lauischiefer ist die Deutung der schon von früheren Autoren erwähnten «Hornsteinkörnchen» bzw. «Knötchen» (vgl. S. 14) als lapilliartige Gebilde oder einstige Augitkristalle. «Die Verbiegung der Feinschichten um die Lapilli bzw. Kristalle spricht dafür, dass diese evt. in stehendes Wasser hineingefallen sind» (J. H. Markus, S. 48). In einigen Dünnschliffen kann tatsächlich beobachtet werden, dass die Verbiegungen um diese sogenannten «Lapilli» einseitig nur auf der Unterseite vorkommen, in andern Dünnschliffen (z. B. MF 245 vom Narggenchopf) tritt aber dieses Phänomen auch ebenso häufig beidseitig auf. Meiner Ansicht nach handelt es sich hier entweder um eine Kompaktionserscheinung, was schon von J. H. Markus (S. 48) als mögliche Erklärung angegeben wird, oder aber die Verbiegungen um diese «Körnchen» entstanden während der Verschieferung des Sedimentes.

c) Mineralbestand: Im ganzen wurden 4 Lauischiefer-Proben mit tonmineralogischen Methoden untersucht. Drei der vier Proben besassen die oben erwähnten «Körnchen», darunter auch eine Probe (MF 245), die mir freundlicherweise Herr J.H. MARKUS überliess und die ein besonders schönes Beispiel für einen Tuff darstellen sollte. Ein Blick auf die Tab. 8 und 11 zeigt nun, dass sich die untersuchten Lauischiefer-Proben mineralogisch nicht von den übrigen QS-Proben unterscheiden, abgesehen vom Hämatitgehalt der roten Proben. Insbesondere weisen die Lauischiefer-Proben keinen erhöhten Feldspat-Gehalt auf, und auch Sanidin kommt nicht vor, wie z.B. in vulkanogenen Lagen der mittleren Trias des Südtessins (W. MÜLLER et al., 1964). Als Schwereminералien erwähnt J.H. MARKUS aus den sogenannten Tuffen Zirkon, Apatit, Turmalin und Rutil. Diese stabile Schwereminеral-Vergesellschaftung ist typisch für den ganzen germanischen Keuper (vgl. z.B. P. WURSTER, 1964 *b*; W.J. PATZELT, 1964; D. HELING, 1963 und 1965; H. KROMER, 1963); es liegen somit auch von dieser Seite keine Anzeichen vor, die auf eine vulkanogene Entstehung der Lauischiefer hindeuten würden.
Besondere Beachtung wurde der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung der sogenannten «Körnchen» geschenkt, die J.H. MARKUS als Lapilli oder umgewandelte, ehemalige Augitkristalle betrachtete. Dieser Autor gibt dafür folgende mikroskopische Beschreibung: «Diese bestehen z.T. vollkommen aus isotroper Substanz (Glas?, Chlorit?), sind aber oft silifiziert oder karbonatisiert. Viele dieser Körper besitzen im Zentrum einen mikrokristallinen Kern aus Karbonat und Chlorit und einen isotropen Rand (Entglasung)» (S. 46). Die sowohl makro- als auch mikroskopisch gleich aussehenden «Körnchen» eines Lauischiefers von der Alp Frittern (Handstück MF 69, Koord. 716.425/197.175/1470) wurden nun mit der Elektronen-Mikrosonde von Herrn G. Burri untersucht. Fig. 28 zeigt einmal ein solches «Körnchen» im Durchlicht bei gekreuzten Polarisatoren, dann aber auch die Verteilung der wichtigsten gefundenen Elemente von einer Hälfte des abgebildeten «Körnchens». Dieses zeigt einen ausgeprägten Zonarbau, besonders schön sichtbar bei der Verteilung des Siliziums, dann aber auch bei den Elementen Fe und Al. Bei der einfachen mineralogischen Zusammensetzung der Lauischiefer (vgl. Tab. 11) lassen sich die verschiedenen Elemente leicht den wenigen Mineralien zuordnen. Die Resultate von Fig. 28 lassen sich dann wie folgt wiedergeben: Um einen Calcitkern folgt zuerst eine Zone, die praktisch nur aus Quarz besteht; eine zweite Zone wird fast allein von einem Fe-reichen Chlorit aufgebaut, während wir in der umgebenden Tonschiefer-Matrix hauptsächlich Muskovit bis Illit und Chlorit vorfinden. Ein solchermassen aufgebautes Gebilde lässt sich schwerlich als Lapilli oder einstiger Augitkristall deuten, und unserer Ansicht nach dürften diese «Körnchen» in den Lauischiefern auf eine andere Weise entstanden sein (siehe unten).

d) Chemismus: Eine chemische Analyse wurde wiederum an einer Originalprobe von J.H. MARKUS durchgeführt, siehe Tab. 12, Probe MF 245. Diese Tabelle enthält ausserdem eine weitere Lauischiefer-Analyse, welche H. Richter ausführen liess. Ein Vergleich der Resultate der Tab. 9 und 12 zeigt, dass sich die Lauischiefer von den übrigen analysierten QS-Proben chemisch nicht unterscheiden.
J.H. MARKUS (S. 55) hat die vermeintlichen Tuffvorkommen in den Lauischiefern der Glarner Alpen mit ungefähr gleichaltrigen basischen Effusiva der Dauphiné verglichen, welche z.B. M. GIGNOUX & L. MORET (1937, S. 13) erwähnen. J.H. MARKUS schreibt dazu: «Die chloritisierten bzw. karbonatisierten Kristalltuff-Komponenten, die z.T. Formen von Augitkristallen besitzen, würden für eine basische Zusammensetzung unseres Tuffes sprechen und einen weiteren Anhaltspunkt für die Parallelisation mit dem Vulkanismus der Dauphiné bieten» (S. 55). Die beiden analysierten Lauischiefer-Proben entsprechen nun aber der Forderung von J.H. MARKUS nach einem basischen Chemismus in keiner Weise (16,2 bzw. 16,5 Gew.-% Al_2O_3!), und der oben zitierte Vergleich von J.H. MARKUS wird daher hinfällig.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass keine berechtigten Gründe bestehen, welche auf eine vulkanogene Entstehung der Lauischiefer schliessen lassen.

Dagegen unterscheiden sich die grünen Lauischiefer von den roten Oberen Tonschiefern im Liegenden in mineralogischer Hinsicht hauptsächlich durch den fehlenden Hämatit, in chemischer Hinsicht nur durch einen geringeren Oxydationsgrad des Eisens. Die Annahme liegt daher nahe, dass die grünen Lauischiefer nichts anderes sind als sekundär entfärbte, rote Obere Tonschiefer. Da nun die Lauischiefer erst da auftreten, wo auch der untere Lias ausgebildet ist (vgl. Fig. 8), muss die Bleichung der obersten QS unter dem Einfluss des Meerwassers während der marinen Lias-Transgression entstanden sein. Zum gleichen Schluss gelangte übrigens auch I. B. Singh (1966) bei Untersuchungen an den Knollenmergeln Württembergs. Das anaerobe Lias-Meerwasser durchdrang die obersten QS bis zu einer Tiefe von maximal 5 m und wandelte das dreiwertige Eisen des Hämatits in die zweiwertige Form um. Unter der Mitwirkung von H_2S des Porenwassers wurde dieses zweiwertige Eisen z. T. als Pyrit ausgefällt, der häufig in den Lauischiefern vorkommt; dann aber dürfte das zweiwertige Eisen auch in den Fereichen Chlorit eingegangen sein, der die vorher beschriebenen, merkwürdigen «Körnchen» konzentrisch umgibt. Diese stellen also wahrscheinlich diagenetisch entstandene Konkretionen dar, obwohl ihre Entstehung im einzelnen noch unklar ist.

Dass die tieferen QS während der Dogger-Transgression keine Verfärbung erlitten, ist dadurch erklärbar, dass die QS zu diesem Zeitpunkt schon genügend verfestigt waren, um der reduzierenden Wirkung des Meerwassers zu widerstehen.

Im folgenden muss allerdings noch ein Gestein erwähnt werden, das tuffogen entstanden sein könnte, worauf mich erstmals Herr Prof. Dr. J. B. Thompson anlässlich einer Diskussion aufmerksam machte. Es handelt sich um die beiden dunkelgrünen Bänder, die in der Val Casatscha in den metamorphen Oberen Tonschiefern auftreten (Profilbeschreibung S. 22, Schichtglieder 2 und 4). Das fragliche Gestein erlitt die alpidische Metamorphose in der höhergradigen Grünschieferfazies und kristallisierte vollständig um; zudem tritt es in einer stark verschieferten Zone auf, nur 3 m vom tektonischen Kontakt zum Medelser Granit entfernt. Aus diesen Gründen sind keine primären Sedimentstrukturen mehr erhalten geblieben, so dass sich unsere Argumentation für eine vulkanische Herkunft des fraglichen Gesteins – neben dem Feldbefund – hauptsächlich auf den Chemismus und den jetzigen, metamorphen Mineralbestand stützen muss.

Wie schon auf S. 60 erwähnt wurde, unterscheidet sich jenes Gestein (= Probe MF 147) chemisch stark von allen andern analysierten QS-Proben des Lukmanier-Gebietes (siehe Tab. 20). Auch wenn wir annehmen, dass Probe MF 147 einst dolomitreich gewesen sei und alles CO_2 während der Metamorphose verloren hätte (siehe Teil IV), so bliebe dennoch ein grosser Mg-Überschuss bestehen, den wir aber in den schwach- oder unmetamorphen QS nie feststellen konnten. Auch vom petrographischen Standpunkt aus stellt Probe MF 147 einen Sonderfall dar (vgl. Tab. 19); dem geringen Quarzgehalt (3 Gew.-%) steht ein aussergewöhnlich hoher Hornblende-Gehalt (66 Gew.-%) gegenüber.

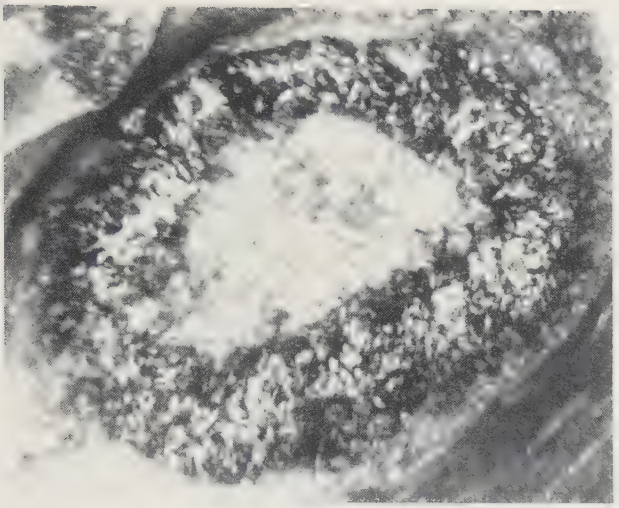
In diesem Zusammenhang müssen die Beobachtungen von W. K. Nabholz (1945, S. 37, 38 und 77) aus den nördlichen penninischen Decken des Valsertals erwähnt werden, «dass im Felde nicht mit Sicherheit unterschieden werden kann, was primäre Quartenschiefer-ähnliche, d. h. triadische Phyllite und was durch sekundäre ophiolithische Stoffaufnahme entstandene Chlorit- und Albit-führende Phyllite sind» (S. 37). Es ist nicht auszuschliessen, dass unser ehemaliger fraglicher Tuffit der Val Casatscha ebenfalls auf die oben erwähnte Weise entstanden sein könnte.

3. Zur Entstehung der Quartenschiefer

In diesem Abschnitt sollen einmal die bisherigen Ansichten zur Bildung der QS erwähnt werden, dann aber vor allem ein Bild von der Entstehung der QS entworfen werden, welches sich auf die Feldbeobachtungen und mineralogisch-geochemischen Untersuchungen der vorliegenden Arbeit stützt.

a) *Bisherige Ansichten zur Bildung der QS*

In der bis heute erschienenen Literatur sind nur wenige Angaben über die Bildung der QS zu finden. Nach M. Frank (1930) sind die QS «durch Wind und Wasser von den Abtragungsräumen des Vindelizischen Hochgebietes im Osten in den vorliegenden Sedimentationsbereich (= Helvetikum)



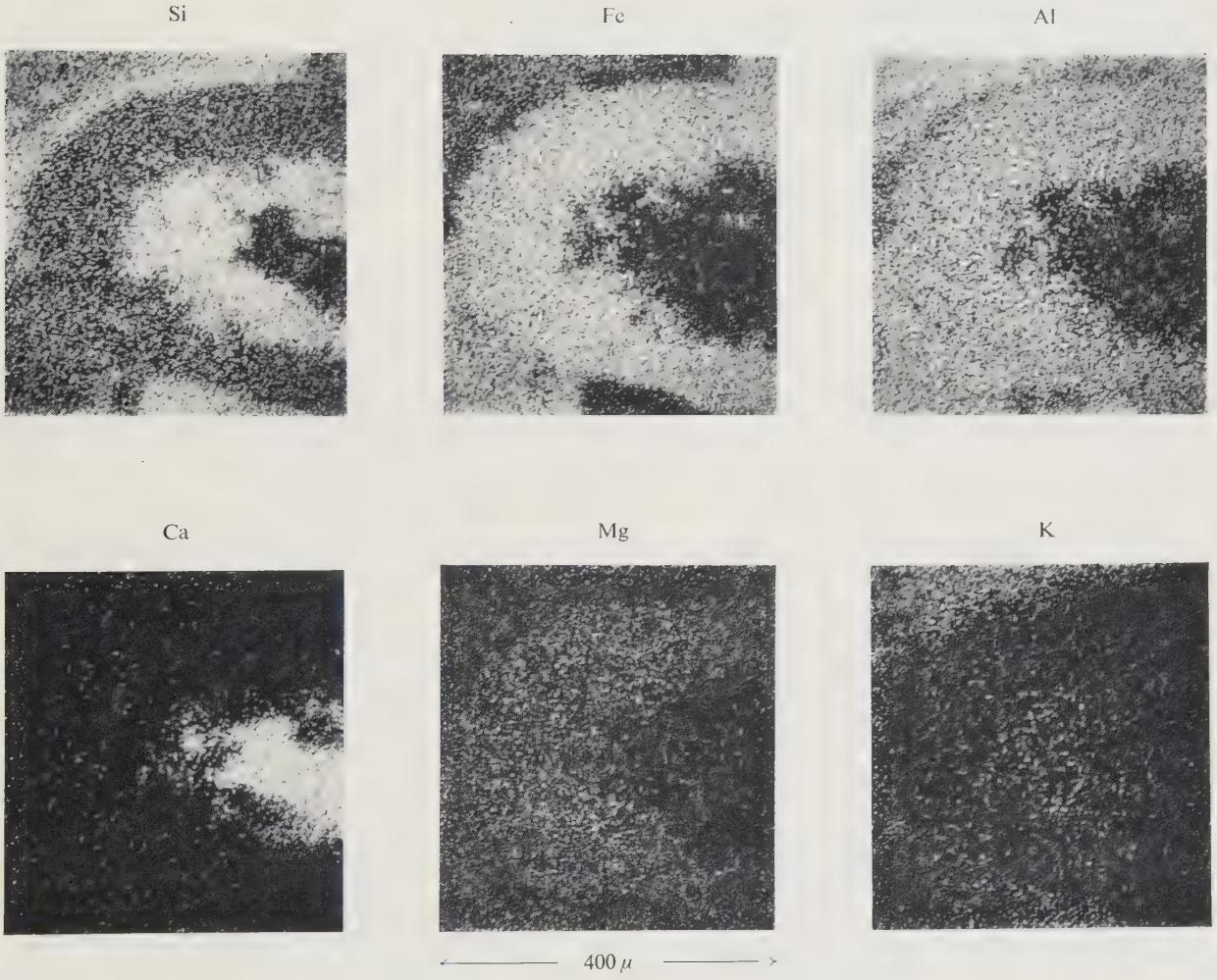


Fig. 28: Konkretion aus Dünnschliff MF 69 bei polarisiertem Durchlicht und «Scanning»-Bilder von Si, Fe, Al, Ca, Mg und K. Ein Calcitkern wird von einer quarzreichen Zone und einem Chloritrand umgeben.

getragen worden. Perioden der terrestrischen Ablagerung und der subaerischen Verwitterung folgen hier über lange Zeitabschnitte einander in buntem Wechsel.» «Die in den Quartenschiefern auftretenden Dolomitbänke und Zellendolomit erzählen von kurzwährenden Perioden eng umgrenzter Wasseransammlungen. Die Verdunstung dieser ‚Eintagsseen' führt zur Bildung solcher Lagen. Das Auftreten von Gips am Nordrand des Gotthardmassivs (Urseren-Zone) weist auf die ariden Klimabedingungen in unserem Ablagerungsraum hin, während im Abtragungsgebiet die Bedingungen für lateritähnliche Verwitterung gegeben sind» (S. 404).

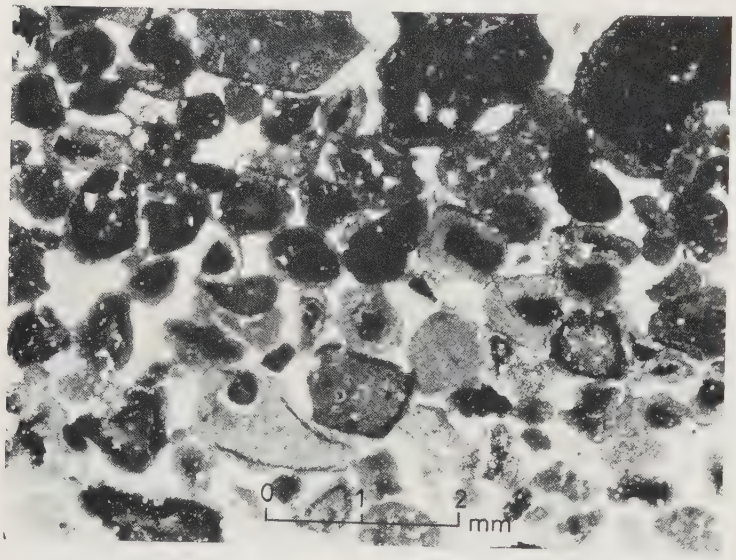


Fig. 29: Beginnende lateritische Bodenbildung in den Quartenschiefern der Glarner Alpen. Dünnschliff 386, Sammlung R. Brunnschweiler.

R. Brunnschweiler (1948) betrachtet die QS als «sehr küstennahe, teilweise vielleicht festländische Fazies». «Eine vollständige Trockenlegung unseres Gebietes ist jedoch kaum eingetreten. Vielmehr dürfte eine ausgedehnte Lagunenlandschaft zurückgeblieben sein, in der es doch da und dort noch zu dolomitischer Sedimentation kam» (S. 139). Den gegen S auskeilenden Tödigrenzdolomit an der Basis der QS erklärte R. Brunnschweiler mit einem wohl von Norden her eindringenden Flachmeer.

R. Huber (1964, S. 74) vergleicht die detritischen QS mit Ablagerungen in grossen Seen Nordafrikas (Sebkhas) auf einem stark eingeebneten Kontinent; nach diesem Autor könnten die QS aber auch in einem wenig tiefen Meer entstanden sein. Die Dolomitgerölle der Grobdetritischen Schichten stammen nach R. Huber aus dem oberen Rötidolomit und den untersten QS, und zwar aus einer wahrscheinlich einst im W oder SW gelegenen Region (S. 77/78).

J. H. Markus (1967, S. 54) bezeichnet die QS als «eine kontinental stark beeinflusste Ablagerung eines extrem flachen Meeres». Die Lauischiefer (vgl. S. 14) sind nach J. H. Markus tuffogener Natur; die Frage, ob tatsächlich eine vulkanische Tätigkeit zur Zeit des obersten Keupers in den Glarner Alpen nachgewiesen werden kann, ist auf S. 90 diskutiert worden.

b) *Versuch einer Deutung der Entstehung der Quartenschiefer*

Ein augenfälliges Merkmal der schwach metamorphen QS ist die Vergesellschaftung roter Tonschiefer mit Dolomit in ganz verschiedener Ausbildung (Bänke, Lagen, Knollen, Gerölle oder feindispers in Mergelschiefern). Sowohl über die Bildung von «red-beds» als auch des Dolomites besteht eine sehr umfangreiche Literatur mit zahlreichen sich widersprechenden Aussagen. Im Rahmen dieser Arbeit können wir nur sehr kurz auf den heutigen Stand der Meinung der beiden Fragenkomplexe hinweisen.

Über die genetische Bedeutung der roten Farbe von «red-beds» sind gute zusammenfassende Darstellungen z. B. bei C. O. Dunbar & J. Rodgers (1957) und G. Millot (1964, S. 184) zu finden. Nach diesen Autoren ist die rote Farbe, welche durch fein verteilten Hämatit verursacht wird, sicher

allochthon und mit dem Sedimentmaterial herantransportiert worden. Die Bildungsmöglichkeiten sind sehr vielfältig, doch wird heute übereinstimmend ein warmes und abwechslungsweise feuchtes und trockenes Klima für die Bildung der «red-beds» vorausgesetzt.

Demgegenüber hat T. R. Walker (1967 *a, b*) an rezenten Beispielen überzeugend nachweisen können, dass sich das Hämatitpigment durch Verwitterung *nach* der Ablagerung bildete. A. Bonte & P. Celet (1955) sowie G. Lienhardt (1963) folgend, halten wir aus nachstehenden Gründen an einer detritischen Hämatitzufuhr für den Keuper fest: Bei gegenseitiger Berührung sind detritische Quarzkörner vollständig von einem Hämatitfilm umgeben, was gegen eine Pigmentbildung *in situ* spricht (vgl. dazu T. R. Walker, 1967 *a*, S. 366); in hämatitfreien QS-Quarziten, welche mit roten Tonschiefern wechsellagern, fehlen detritische Biotit- und Hornblendekörner, welche nach T. R. Walker als Ausgangsmaterial für die Hämatitbildung in Frage kommen.

Das Dolomitproblem ist noch lange nicht vollständig gelöst. Die neuesten Untersuchungen zahlreicher Forscher zeigen allerdings, dass die sedimentären Dolomite (S-Dolomite) primär-frühdiagenetisch im supralitoralen Bereich durch Evaporation, Ausfällung von Gips und damit Anreicherung von Mg-Ionen entstehen, wie dies u.a. von L. V. Illing et al. (1965) und D. J. J. Kinsman & R. K. Park (1968) von den rezenten Watten am Persischen Golf beschrieben worden ist. Anderseits besteht die Möglichkeit, dass diese an Mg^{2+} angereicherten dichteren Lösungen in tieferliegende unverfestigte oder verfestigte Carbonatabfolgen absinken und diese dolomitisieren (J. E. Adams & M. L. Rhodes, 1960; K. S. Deffeyes et al., 1965). Die Sedimenttexturen mancher Dolomitlagen lassen ferner auf einen sekundär-detritischen Ursprung des Dolomites schliessen. Aus diesen knappen Hinweisen geht hervor, dass es verfehlt wäre, die Entstehung aller Dolomitgesteine auf einen bestimmten Mechanismus zurückführen zu wollen.

Nach diesen einleitenden Bemerkungen wollen wir versuchen, ein Bild von der Entstehung der QS zu entwerfen, obschon wir durch das erst spärliche Beobachtungsmaterial in vielen Aussagen stark eingeschränkt werden.

Ein lithostratigraphischer Vergleich der helvetischen QS mit dem germanischen Keuper nördlich des mittelländischen Molassebeckens hat gezeigt, dass die QS der Glarner Alpen ganz dem Bildungsbereich des Vindelizischen Keupers (vgl. S. 73) angehören (M. Frey, 1968). Gipskeuper und Schilfsandstein fehlen in den Glarner Alpen. Ob diese Horizonte überhaupt nicht abgelagert wurden oder ob sie einer späteren Abtragung anheimfielen, bleibt vorderhand eine offene Frage. Jedenfalls ist die Untergrenze der QS als Erosionshorizont ausgebildet, worauf folgende Tatsachen hinweisen: Die schon von R. Brunnschweiler (1948, S. 28, 32 und 34) beschriebene «wellige Erosionsgrenze» im Liegenden der QS im autochthonen Bereich des östlichen Aarmassivs; Erosionserscheinungen im Rötidolomit bei Ilanz (vgl. Fig. 4); eine Dolomitbreccie an der Basis der QS (z. B. südöstlich Seeben, Koord. 737.475/215.450/1700), welche grosse Ähnlichkeiten mit der zwar älteren Basalbreccie von J. Krebs (1925) des oberen Lauterbrunnentals besitzt.

Mit den geringmächtigen Basisschichten setzt innerhalb der QS erstmals die «red-bed»-Fazies ein. Die Entstehung der Rothorizonte in den QS werden wir weiter unten gemeinsam diskutieren.

Die bildungsgeschichtliche Bedeutung des Tödigrenzdolomites ist wohl grösser, als noch R. Brunnschweiler (1948, S. 122) angenommen hatte. Zwar fehlen in diesem Dolomithorizont bis heute Fossilfunde in den Glarner Alpen, doch konnte seine Identität mit dem Gansingerdolomit des östlichen Schweizer Jura auf lithostratigraphischem Wege wahrscheinlich gemacht werden (M. Frey, 1968). Die enorme Verbreitung dieses Dolomithorizontes mit sehr ähnlicher Mächtigkeit – J. Ricour (1946) erwähnt ihn aus den Alpes-Maritimes, A. Tornquist (1904) sogar aus Sardinien – wirft ein bedeutsames Licht auf seine Entstehungsweise. Im östlichen Schweizer Jura führt der Gansingerdolomit eine marine Fauna (E. Brändlin, 1911; A. Papadopoulos in R. Trümpy, 1966). An vielen Stellen ist er gipsführend (vgl. Tab. 3). Aus den gleichaltrigen Lehrbergschichten Deutschlands erwähnt P. Vollrath (1928) Trockenrisse. Der Gansingerdolomit folgt wenig über dem Schilfsandstein-Delta, welches das germanische Keuper-Becken z. T. bis über den Wasserspiegel aufgefüllt hatte (P. Wurster, 1964 *b*, S. 120). Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Tödigrenzdolomites kommen Bodenbildungen vor (vgl. Fig. 29 und S. 96). Diese wenigen Hinweise lassen vermuten, dass es sich

bei diesem Dolomithorizont um eine Bildung im supralitoralen Bereich handeln könnte. Eine sedimentologische Bearbeitung dieses Problems müsste sehr reizvoll sein.

Die Rothorizonte in den QS der Glarner Alpen (Basisschichten, Untere und Obere Tonschiefer) lieferten bisher weder sichere Lebensspuren, noch enthalten sie eindeutige sedimentologische Kriterien, welche Hinweise auf ihre Bildung geben könnten. Die bis kopfgrossen Dolomitknollen stellen konkretionäre Bildungen dar. Der feinverteilte Dolomit in der Grundmasse der Mergelschiefer ist meiner Meinung nach im alkalischen Ablagerungsmilieu selbst entstanden; denn während die detritische Zufuhr der Tonmineralien in gesetzmässiger Weise und diejenige des Hämatites in durchschnittlich gleicher Menge erfolgte (vgl. Fig. 25 und Tab. 34), unterliegt der Dolomitgehalt in ein und demselben Profil grossen Schwankungen (vgl. Fig. 13). Zum gleichen Resultat könnte man zwar auch durch die Annahme gelangen, dass die Tonmineralien, der Quarz und der Hämatit fluviatil zugeführt wurden, der Dolomit aber unabhängig davon eingeblasen wurde, was aber unwahrscheinlich erscheint.

I. B. Singh (1966, S. 20) erwähnt aus den Knollenmergeln Württembergs Algenstrukturen. Auch in den Unteren Tonschiefern der Glarner Alpen konnten im Dünnschliff Strukturen beobachtet werden, die sich wahrscheinlich in gleicher Weise deuten lassen (A. Matter, mündl. Mitt.) In Quarten liess sich in mehreren QS-Proben röntgenographisch Gips nachweisen (vgl. Tab. 8). Diese Tatsachen können mit der Vorstellung in Einklang gebracht werden, dass die Rothorizonte der QS unter einer geringen Wasserbedeckung in einem wenigstens teilweise übersalzenen Milieu entstanden sind.

Dass diese Rothorizonte aber auch gelegentlich einer subaerischen Verwitterung ausgesetzt waren, scheint mir festzustehen; denn in vielen Handstücken erkennt man Bohnerz-ähnliche Kügelchen, wobei dieser Eindruck im Mikroskop noch verstärkt wird (vgl. Fig. 29). Es dürfte sich um eine beginnende lateritische Bodenbildung handeln, vergleichbar mit derjenigen im Eocaen des Jura.

Ob für die Bildung dieser Rothorizonte teilweise äolische Tätigkeit angenommen werden muss, wie dies z. B. P. Vollrath (1928) und M. Frank (1930) taten, kann hier nicht entschieden werden; Anzeichen dafür liegen jedenfalls keine vor.

Die Grobdetritischen Schichten sind sowohl ihrer Ausbildung als auch ihrer lithostratigraphischen Stellung nach mit dem Stubensandstein Süddeutschlands zu vergleichen (M. Frey, 1968). Die verschiedenen Gesteinstypen (vgl. S. 13) lösen sich horizontal und auch vertikal in unübersichtlicher Weise ab. Vom Liegenden zum Hangenden nimmt die Korngrösse deutlich ab. In den sandigen Partien tritt Schrägschichtung häufig auf. Die Sandsteine und Arkosen sind im allgemeinen schlecht sortiert. Kaum bestimmbare Pflanzenreste sind in einzelnen Horizonten als kohlige Lagen angereichert. Alle diese Tatsachen sprechen für einen kurzen, raschen Transport in einem fluviatilen Milieu. Seitwärts auspendelnde Flüsse verursachten den häufigen vertikalen Materialwechsel und das rasche Auskeilen einzelner Lagen in horizontaler Richtung. Die Grobdetritischen Schichten weisen viele gemeinsame Züge mit alluvialen Schuttfächern auf, wie sie z. B. E. Blissenbach (1954) aus semiariden Gegenden beschrieben hat.

Die Grobdetritischen Schichten wurden wahrscheinlich aus nordöstlicher Richtung geschüttet; dies kann vor allem aus ihrer paläogeographischen Verbreitung sowie vorläufigen Bestimmungen der Schüttungsrichtung aus Schrägschichtungskörpern ersehen werden (M. Frey, 1968, S. 151). Als Liefergebiet dürfte die Böhmische Masse gedient haben, was schon M. Frank (1930) angenommen hat und wie dies auch für den Stubensandstein Süddeutschlands zutrifft (P. Vollrath, 1928; M. Laemmlen, Lex. stratigr. int. I, 5d2; P. Wurster, 1964 *b*).

Wo die QS vollständig ausgebildet sind, leiten sie normalstratigraphisch in den untersten, detritischen und litoralen Lias der Glarner Alpen über (R. Trümpy, 1949, S. 38; siehe auch Teil I, S. 14). Auf die reduzierende Wirkung der Liastransgression auf die obersten QS, die Lauischiefer, wurde schon auf S. 92 eingegangen. Im Autochthon und in den tieferen helvetischen Decken der Glarner Alpen dürften die QS einst ebenfalls vollständig vorhanden gewesen sein, bevor sie einer liasischen Erosionsphase teilweise wieder zum Opfer fielen (Alemannisches Land nach R. Trümpy, 1949). In diesen Gebieten setzt die Sedimentation erst wieder mit dem obersten Lias oder untersten Dogger ein; doch wirkte sich das reduzierende Milieu dieser Gesteinsserien auf die nicht erodierten, jetzt schon weitgehend verfestigten QS kaum mehr aus.

Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet

Die Untersuchung der alpidischen Metamorphose des Keupers war von Anfang an das Hauptziel der vorliegenden Arbeit. Die Grundlagen dazu bilden einmal die mineralogisch-geochemischen Ergebnisse von Teil II, dann aber auch die mehr geologischen Ergebnisse der Teile I und III. Gerade die Verbindung dieser drei ersten Teile mit dem nun folgenden vierten Teil enthält die Grundidee dieser Arbeit: dieselbe lithostratigraphische Formation zu verfolgen vom unmetamorphen Tafeljura bei Frick, über die mittelländische Erdölbohrung Lindau (bis hierher als oberer Mittelkeuper benannt), über die anchimetamorphen Glarner Alpen, über den epimetamorphen Nordrand des Gotthardmassivs bis ins hochmetamorphe Lukmanier-Gebiet (in den drei letztgenannten Gebieten als QS benannt).

A. Beginnende Metamorphose in den Glarner Alpen

Im folgenden sollen hauptsächlich die Anzeichen einer beginnenden Metamorphose in den QS der Glarner Alpen aufgezählt und diskutiert werden. Dies kann vor allem getan werden, wenn wir die QS der Glarner Alpen mit dem unmetamorphen oberen Mittelkeuper von Frick und Lindau vergleichen.

1. Die Paragenese Illit bis Muskovit und Chlorit in den Quartenschiefern der Glarner Alpen

Wie in Teil II gezeigt wurde, treten in den QS der Glarner Alpen als einzige Phyllitmineralien Kali-Hellglimmer und Chlorit auf (vgl. aber Fussnote 5, S. 108). Da wir über die chemische Zusammensetzung dieses Kali-Hellglimmers in den nördlichen Glarner Alpen noch keine Angaben besitzen, wurde er nach seinen röntgenographischen Eigenschaften vorläufig als Illit bis Muskovit bezeichnet; in den südlichen Glarner Alpen konnte dieser Kali-Hellglimmer als Phengit bestimmt werden.

Es ist nun allgemein bekannt, dass bei fortgeschrittener Diagenese oder beginnender Metamorphose aus den verschiedensten Tonmineral-Vergesellschaftungen fast immer einförmige Illit–Chlorit-Paragenesen entstehen (u. a. A. G. Kossovskaia & V. D. Shutov, 1958; J. F. Burst, 1959; C. E. Weaver, 1960; H. Füchtbauer & H. Goldschmidt, 1963; G. Dunoyer de Segonzac, 1964; B. Kubler, 1964, 1967; G. Millot, 1964, S. 441; D. T. Maxwell & J. Hower, 1967; G. N. Perozio et al., 1968). Unter der wichtigen Voraussetzung, dass die Tonmineralien Illit und Chlorit nicht schon primär sedimentär vorhanden gewesen sind, deutet diese Paragenese mit einiger Sicherheit auf eine beginnende Metamorphose in den QS der Glarner Alpen. Diese Voraussetzung dürfte aber weitgehend erfüllt sein, weil im unmetamorphen oberen Mittelkeuper von Frick, welcher lithostratigraphisch den QS der Glarner Alpen entspricht, als einziges Tonmineral entweder nur Illit oder nur ein unregelmässiges «mixed-layer»-Mineral Illit/Montmorillonit auftritt. Der im Bohrprofil von Lindau zusätzlich vorkommende Chlorit wurde schon in Teil III (S. 79) als diagenetische Umbildung unter dem Einfluss der Versenkungstiefe gedeutet. Derselbe Prozess dürfte dann in den QS der Glarner Alpen zu Ende geführt worden sein. Wenn wir uns hier sehr vorsichtig ausgedrückt haben, so deshalb, weil wir vorderhand sedimentäre Faziesunterschiede nicht mit Sicherheit ausschliessen können (vgl. Diskussion S. 85). Doch

kann sowohl von den Feldbefunden als auch von den bisherigen Laboruntersuchungen her gesagt werden, dass grössere sedimentäre Faziesunterschiede sicherlich nicht bestanden haben.

Folgende Reaktion dürfte zu der stabilen Paragenese Illit–Chlorit in den QS der Glarner Alpen geführt haben:

«Mixed-layer» Illit/Montmorillonit ⟶ Al-reicher Chlorit + Illit bis Muskovit + Quarz + H_2O

Vorläufig können noch keine numerischen Angaben gemacht werden, da wir über die chemische Zusammensetzung einzelner Phasen erst mangelhaft unterrichtet sind.

2. Veränderung der Illit-Kristallinität

C. E. Weaver (1960) hat als erster die Illit-Kristallinität zahlenmässig erfasst, um damit einen Gradmesser für schwach metamorphe Sedimente zu erhalten. Dazu definierte er ein sogenanntes «Schärfe-Verhältnis» («sharpness ratio») des ersten Illit-Basisreflexes einer Röntgendiffraktometer-Aufnahme wie folgt: Man bildet den Quotienten der beiden «peak»-Höhen bei 10 Å und 10,5 Å.

Die Weaversche Methode eignet sich vorzüglich, um schlecht kristallisierte Illite untereinander zu vergleichen. Indessen kann man mit dieser Methode hohe Illit-Kristallinitäten nur schwer erfassen, weil die «peak»-Höhe bei 10,5 Å wegen des sich bei der Auswertung ergebenden schleifenden Schnittes nur ungenau gemessen werden kann, was dann zu relativ grossen Messfehlern führt. Dies dürfte auch der Grund sein, weshalb diese Methode in der Literatur kaum Eingang gefunden hat.

Um die Illit-Kristallinität auch im Übergangsbereich Diagenese–Metamorphose quantitativ erfassen zu können, hat B. Kubler (1967 *a*) eine andere Messmethode empfohlen; dabei wird die «peak»-Breite des ersten Illit-Basisreflexes, gemessen auf halber «peak»-Höhe, als Mass für den erreichten Metamorphosegrad verwendet.

Um den Einfluss der alpidischen Metamorphose auf den Keuper untersuchen zu können, wurde die eben beschriebene Methode nach B. Kubler in der vorliegenden Arbeit ebenfalls angewendet. Die erhaltenen Resultate sind in Teil II für die einzelnen untersuchten Profile angeführt, in Fig. 30 dagegen gesamthaft dargestellt. Dieser Figur kann folgendes entnommen werden:

a) Die Illit-Kristallinität nimmt generell von Norden nach Süden in derselben lithostratigraphischen Formation zu (in Fig. 30 wurden nur Kristallinitäts-Werte aus den QS und den ihnen lithostratigraphisch entsprechenden Horizonten im Keuper von Frick und Lindau verwendet).

b) Im unmetamorphen oberen Mittelkeuper von Frick und Lindau schwankt die Illit-Kristallinität der einzelnen Proben desselben Profils sehr viel stärker als in den untersuchten QS-Profilen der Glarner Alpen. Dieselbe Feststellung machten bei entsprechenden Untersuchungen schon B. Kubler (1967 *a*, S. 108) und G. Dunoyer de Segonzac et al. (1968, Fig. 2). Auf die möglichen Ursachen der starken Dispersion der Illit-Kristallinität im unmetamorphen Bereich bin ich in Teil III, S. 81, eingegangen.

c) Obwohl das QS-Profil der Garvera einen höheren Metamorphosegrad erreicht hat als dasjenige von Limmernboden (vgl. den Verlauf der Mineralzonen in Fig. 9), weist die Illit-Kristallinität nicht auf diesen Anstieg hin. Diese sich scheinbar widersprechenden Aussagen sind auf den im Garvera-Profil erstmals auftretenden Paragonit zurückzuführen; im Diffraktogramm lassen sich nämlich die ersten Basisreflexe von Phengit (hier anstelle von Illit) und Paragonit nicht sauber auflösen, so dass wir nicht den Kristallinitätsgrad des Phengites allein bestimmen, sondern eine Überlappung der beiden «peaks» von Phengit und Paragonit. In Fig. 30 ist der negative Einfluss des Paragonites auf die Phengit-Kristallinität im Garvera-Profil deutlich sichtbar.

In Fig. 30 wurden eine nicht-, eine anchi- und eine epimetamorphe Zone ausgeschieden und nach B. Kubler (1967 *a*) in Beziehung zur Illit-Kristallinität gebracht. Danach würden die QS-Profile von

Frick, Lindau und Quarten im unmetamorphen Bereich liegen, das Profil von der Lauifurkel im anchi- bis epimetamorphen Übergangsbereich und die Profile von Limmernboden und Garvera in der beginnenden Epizone.

Bevor wir unsere Resultate deuten wollen, muss festgehalten werden, dass wir vorderhand nur über sehr wenige Messungen der Illit-Kristallinität verfügen. Unsere Proben stammen ausserdem aus einem einzigen Querprofil, und unsere Ergebnisse besitzen daher noch kaum regionalen Charakter. Trotz dieser Einschränkung glauben wir, dass das in Fig. 30 wiedergegebene Bild wenigstens für die Glarner Alpen grundsätzlich gültig ist.

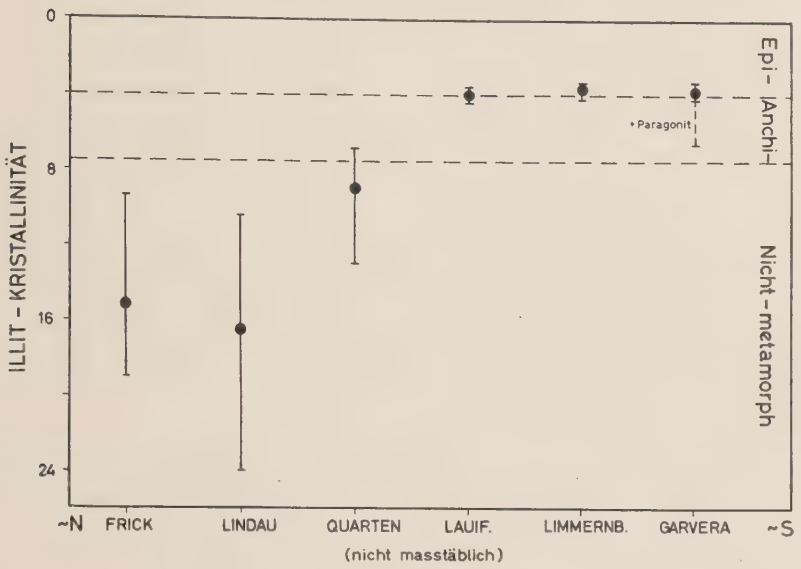


Fig. 30: Zunahme der Illit-Kristallinität im oberen Mittelkeuper von Frick bis Garvera (vgl. dazu Fig. 9). Weitere Erläuterungen im Text.

Als nächstes muss die Frage abgeklärt werden, welche physikalische Grössen eine Zunahme der Illit-Kristallinität bewirken. B. KUBLER (1967 *a*, S. 118) schreibt dazu: «Dans l'état actuel des travaux, ni le milieu, ni l'environnement, ni la tectonisation ou la schistosité ne semblent être des conditions suffisantes à la recristallisation de l'illite. En hypothèse de travail, on peut admettre *que la température est le facteur déterminant.*» Diese Aussage wurde später vom gleichen Autor mit einem schönen Beispiel belegt (B. KUBLER, 1967 *b*, Fig. 14): In einem Bohrloch konnte eine gute Parallelität zwischen wachsender Illit-Kristallinität und Temperatur bei zunehmender Tiefe beobachtet werden, und zwar unabhängig von der Lithologie.

Vom geochemischen Standpunkt aus wird eine Zunahme der Illit-Kristallinität durch eine zusätzliche Fixierung von Kalium-Ionen bewirkt. Woher kann man nun dieses Element beziehen? Meiner Meinung nach bestehen dafür drei Möglichkeiten: *Erstens* werden bei zunehmender Temperatur detritische Mineralien wie Biotit, Muskovit und Kalifeldspat zerstört, und es wird unter anderem auch Kalium frei. Ein Beispiel für diese Möglichkeit der «Kalium-Produktion» hat G. DUNOYER DE SEGONZAC (1964, S. 303) gegeben. Zwar kann auch in unserem Falle mit zunehmendem Metamorphosegrad gegen Süden zu ein Abbau des detritischen Biotites festgestellt werden, doch reichen die kleinen Gehalte an primär zugeführtem Biotit, Muskovit und Kalifeldspat unserer Proben bei weitem nicht aus, um genügend Kalium für die Agradation des Illits (durchschnittlich 30–50 Gew.-%) herzugeben. *Zweitens* könnte sich ein gut kristallisierter, kaliumreicher Illit bis Muskovit nach der auf S. 98 beschriebenen Reaktion bilden. *Drittens* ist die Möglichkeit zu erwägen, das benötigte Kalium aus der Porenlösung zu beziehen. Nach der Dichte der untersuchten QS der Glarner Alpen zu schliessen (siehe S. 107), dürfte die Porosität dieser Gesteine fast Null sein; trotzdem könnte das Kalium in der verbliebenen Porenlösung angereichert worden sein, hätte bei erhöhter Temperatur mit dem Illit reagiert und diesem zu einem besseren Kristallinitätsgrad verholfen. Da wir keine Angaben über die Zusammensetzung der Porenflüssigkeit im unmetamorphen Keuper von Frick und Lindau besitzen,

kann vorderhand nicht gesagt werden, welche der beiden letztgenannten Möglichkeiten für die Agradation des Illits wichtiger gewesen ist.

Inwieweit sind unsere gemessenen Illit-Kristallinitäten als Anzeiger eines Metamorphosegrades verwendbar? Wir haben im unmetamorphen oberen Mittelkeuper von Frick und Lindau, welcher lithostratigraphisch den QS der Glarner Alpen entspricht, nur schlecht kristallisierten Illit bzw. Illit/Montmorillonit angetroffen. Da grössere sedimentäre Faziesunterschiede nicht bestanden haben, darf geschlossen werden, dass der besser kristallisierte Illit bis Muskovit der Glarner Alpen auf eine Temperaturzunahme nach Süden zu hinweist.

B. Kubler (1967 *a*, Fig. 3) hat an Hand der Illit-Kristallinität eine *anchimetamorphe Zone* eingeführt, welche dem Übergangsbereich Diagenese–Metamorphose entspricht. Die festgelegten Grenzen wurden nicht willkürlich gezogen, sondern sollen sowohl petrographischen Feldbeobachtungen als auch experimentellen Mineralsynthesen gerecht werden. Als Obergrenze der anchimetamorphen Zone, welcher eine Illit-Kristallinität von 7,5 entspricht, dient die Umwandlung von Dickit zu Pyrophyllit (B. Kubler 1967 *a*, S. 111). Die Untergrenze der anchimetamorphen Zone, welcher eine Illit-Kristallinität von 4,0 entspricht, ist nach demselben Autor gekennzeichnet durch Mineralparagenesen der Grünschieferfazies. G. Dunoyer de Segonzac et al. (1968, S. 142) ergänzen dazu folgendes: «Le passage anchimétamorphisme-métamorphisme est plus difficile à situer car il faut tenir compte à la fois des observations pétrographiques et des équilibres minéralogiques expérimentaux: ainsi les ardoises, non métamorphiques pour les pétrographes de terrain, sont à rattacher au faciès ‚greenschist' par leurs associations minérales (chloritoide, pyrophyllite, parfois paragonite). La zone d'anchimétamorphisme offre l'intérêt de recouvrir ce domaine litigieux.»

Während für B. Kubler (1967 *a*) das Erscheinen von Pyrophyllit gleichbedeutend ist mit dem Beginn der Anchizone, sind nach H. G. F. Winkler (1967, S. 173) Pyrophyllit und Paragonit solche Mineralien, die zum erstenmal mit dem Beginn der Grünschieferfazies auftreten, und zwar fast druckunabhängig bei einer Temperatur wenig unterhalb 400 °C. Die Aussagen der beiden genannten Autoren widersprechen sich also; im folgenden will ich versuchen, den Gründen dieser gegensätzlichen Meinungen nachzugehen.

Die Angaben von H. G. F. Winkler über die untere Stabilitätsgrenze des Pyrophyllits stützen sich vor allem auf die Experimente von E. Althaus (1966, *a* und *b*). B. L. Reed & J. J. Hemley (1966, S. C-164) berichten über langdauernde Versuche, in welchen Pyrophyllit aus Kaolinit und Quarz bei 300 °C und 1 kb Wasserdruck hergestellt werden konnte. Diese Autoren geben weiter an, dass «bei tiefem Wasserdruck und hoher Aktivität der Kieselsäure die obere Stabilitätsgrenze von Kaolinit weiter erniedrigt würde» (Übersetzung des Autors). R. O. Fournier (1967, S. 223) konnte bei sehr niedrigem Dampfdruck bzw. geringer Aktivität von H_2O Pyrophyllit aus Kaolinit schon bei 174 °C bilden, die Umkehrreaktion Pyrophyllit ⟶ Kaolinit fand bei 200 °C statt. Bei höherer H_2O-Aktivität (ca. 1 kb H_2O-Partialdruck) konnte obige Reaktion bei 318 °C reversibel durchgeführt werden. Da R. O. Fournier bei seinen Experimenten an Stelle von Quarz Silicagel und zusätzlich schwache Salzsäure verwendete, müssen seine Resultate vorsichtig interpretiert werden. Immerhin glaubt R. O. Fournier, dass 250 °C eine obere Stabilitätsgrenze von Kaolinit zusammen mit Silicagel in einer neutralen Lösung bei ca. 1 kb Wasserdruck darstellt. G. W. Dunoyer de Segonzac & G. Millot (1962, S. 3438) und A. Scherp et al. (1968) erwähnen Pyrophyllit aus tonig-sandigen Sedimenten zusammen mit Chlorit, «Sericit» und Quarz; in beiden Fällen wird die Bildung des Pyrophyllits als Diagenese-Vorgang gedeutet. Nach den oben erwähnten Syntheseversuchen und Feldbefunden ist damit zu rechnen, dass Pyrophyllit in der Natur schon bei wesentlich niedrigeren Temperaturen auftreten kann, als H. G. F. Winkler (1967) noch angibt.

Definitionsgemäss tritt Pyrophyllit nach B. Kubler (1967 *a*) erstmals in der Anchizone auf, wo der koexistierende Illit einen Kristallinitätsgrad von ca. 7,5 aufweisen soll. In unserer bisher einzigen gefundenen pyrophyllitführenden Probe aus dem untersten Lias von der Lauifurkel wurde am koexistierenden Illit ein Kristallinitätsgrad von 5,0 gemessen. Wir befinden uns also in der Anchizone nach B. Kubler und jedenfalls noch nicht in der Grünschieferfazies, wofür auch andere Anhaltspunkte bestehen (vgl. S. 108).

Chloritoid soll nach B. KUBLER (1967 *a*, S. 110) ebenfalls schon in der Anchizone vorkommen, nach H. G. F. WINKLER (1967, S. 93) aber wiederum erst mit Beginn der Grünschieferfazies. Leider macht B. KUBLER keine Angaben, wo er Chloritoid in der Anchizone gefunden hat. Aus der Literatur ist mir bisher kein Fall bekannt geworden, wo dieses Mineral vor Beginn der Grünschieferfazies angetroffen worden wäre. In den QS tritt Chloritoid sogar erst in der Quarz–Albit–Epidot–Biotit-Subfazies der Grünschieferfazies nach H. G. F. WINKLER auf, doch ist dieses späte Auftreten des Chloritoides in unserem Falle auf den Chemismus der Gesamtgesteine zurückzuführen (siehe S. 116).

3. Modifikationsänderungen des Illits

Ähnlich wie für die Kristallinität besteht auch für die Modifikationen des Illits eine Abhängigkeit von der Temperatur. Experimentell stellten H. S. YODER & H. P. EUGSTER (1955) fest, dass für idealen Muskovit zwei Tieftemperaturformen 1Md und 1M (T <200–350 °C) von einer Hochtemperaturform $2M_1$ (T >200–350 °C) unterschieden werden können. B. VELDE (1965 *b*) überprüfte die Stabilitätsbeziehungen der Muskovit-Modifikationen neuerdings und fand, dass der $2M_1$-Typ als einziges stabiles Polymorph des idealen Muskovits schon bei einer Temperatur von 125 °C und 4,5 kb beständig sein kann.

In der Folge haben verschiedene Autoren versucht, das Erscheinen der $2M_1$-Modifikation als Hinweis einer beginnenden Metamorphose zu gebrauchen (R. C. REYNOLDS, 1963; D. T. MAXWELL & J. HOWER, 1967). Mit Recht weist aber B. KUBLER (1967 *a*, S. 108) darauf hin, dass die Anwesenheit des 2M-Polymorphs auch als Anzeiger für detritische Herkunft gedeutet werden kann. Dieser berechtigte Einwand trifft aber in unserem Falle nicht zu, denn im unmetamorphen oberen Mittelkeuper von Frick und Lindau, welcher lithostratigraphisch den QS der Glarner Alpen entspricht, konnten wir nur die Illit-Modifikation 1Md feststellen (vgl. Fig. 10 und 11).

Tabelle 35: *Experimentelle Daten über die Bestimmung der Illit-Modifikationen*

Probe	Herkunft	$I_{2,80}/I_{2,58}$	% $2M_1$	Illit-Kristallinität
103	Frick, Gansingerdolomit	0	0	9,3
108	Frick, Obere Bunte Mergel	0	0	14,1
L 11	Lindau, Knollenmergel	0	0	17,6
L 17	Lindau, Knollenmergel	0	0	10,4
L 10	Lindau, Knollenmergel	0	0	24,1
MF 7	Quarten, Obere Tonschiefer	0,02 (?)	8	13,0
MF 14	Quarten, Obere Tonschiefer	0,05	20	6,8
MF 15	Quarten, Obere Tonschiefer	0,03 (?)	12	7,1
MF 16	Quarten, Obere Tonschiefer	0,04	16	9,0
MF 17	Quarten, Obere Tonschiefer	0,05	20	8,8
MF 245	Narggenchopf, Lauischiefer	0,24	100	4,0
MF 367	Lauifurkel, Obere Tonschiefer	0,24	100	3,5
MF 73	Bützistock, Untere Tonschiefer	0,16	66	5,3
MF 47	Limmernboden, Basisschichten	0,24	100	4,2
MF 48	Limmernboden, Basisschichten	0,24	100	3,4
MF 131	Garvera, Obere Tonschiefer	0,21	87	3,8
MF 135	Garvera, unterer Lias	0,24	100	4,0

Tab. 35 enthält die Angaben über die prozentualen Anteile der $2M_1$ Illit-Modifikation in den untersuchten Proben derselben lithostratigraphischen Formation. Die in den Fig. 10 und 11 enthaltenen Ergebnisse für den unteren Mittelkeuper von Frick und Lindau wurden nicht in Tab. 35 aufgenommen. Die Tabelle enthält auch die berechneten Intensitätsverhältnisse aus den beiden Diffraktometer-«peaks» bei 2,80 Å und 2,58 Å, aus welchen nach der von D. T. MAXWELL & J. HOWER (1967) beschriebenen Methode die Anteile der Illit-Modifikationen $2M_1$ und 1Md ermittelt wurden.

Die Proben sind in obiger Tabelle in einer Reihenfolge angeführt, die ihrer geographischen Lage von Norden nach Süden entspricht (vgl. dazu Fig. 9). Wie schon erwähnt, konnte im oberen Mittelkeuper von Frick und Lindau nur die Illit-Modifikation 1Md nachgewiesen werden. Es ist aber möglich, dass diese Proben trotzdem kleine Anteile des $2M_1$-Typs enthalten, ohne dass wir sie identifizieren konnten, weil die untere Nachweisgrenze bei ungefähr 16% $2M_1$ liegt. Bei den fünf untersuchten Proben von Quarten tritt 8–20% des Illits der Fraktion $<2\mu$ in der «Hochtemperaturform» $2M_1$ auf. Die unterschiedlichen Werte können entweder auf die Mess-Ungenauigkeit zurückgeführt werden (nach D.T. Maxwell & J. Hower, 1967, S. 848, beträgt die absolute Standardabweichung $\pm 8\%$ $2M_1$-Polymorph) oder durch kleine Mengen von primärem $2M_1$-Illit hervorgerufen worden sein (vgl. obige Angaben betreffend die untere Nachweisgrenze von $2M_1$-Illit im unmetamorphen oberen Mittelkeuper von Frick und Lindau). Nur 4 km südlich Quarten, am Narggenchopf, und dann auch weiter gegen Süden zu kommt in den QS entweder nur noch die Illit-Modifikation $2M_1$ vor, oder sie überwiegt doch stark über das Polymorph 1Md. Die Modifikationsänderung 1Md $\longrightarrow$ $2M_1$ des Illits geschieht in den QS also nach den bisher vorhandenen Angaben in den nördlichen Glarner Alpen.

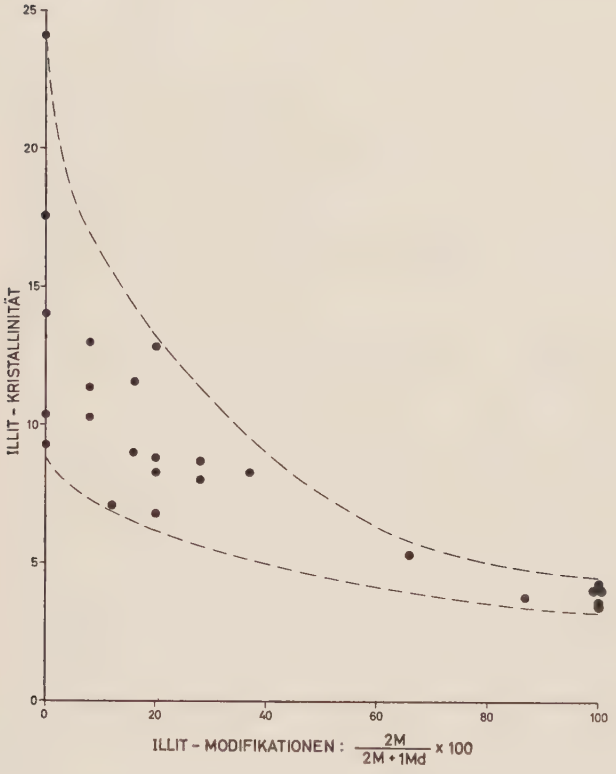


Fig. 31: Beziehung zwischen Illit-Kristallinität und -Modifikationen von 25 Keuper-Proben.

Tab. 35 enthält auch die Angaben über die Illit-Kristallinität der für die Modifikationsbestimmungen verwendeten Proben. In Fig. 31 wurde nun die Illit-Kristallinität gegenüber dem prozentualen Gehalt der Illit-Modifikation $2M_1$ derselben Probe aufgetragen. Es ist ersichtlich, dass mit wachsender Illit-Kristallinität die «Hochtemperaturform» $2M_1$ im Mittel immer mehr die Oberhand über die «Tieftemperaturform» 1Md gewinnt.

Die im Experiment von H.S. Yoder & H.P. Eugster (1955) und B. Velde (1965 *b*) ermittelten Stabilitätsbereiche gelten für die Polymorphe des idealen Muskovits. Unsere Illite und Phengite besitzen einen von Muskovit ziemlich stark abweichenden Chemismus (vgl. Tab. 4 und 13). Trotzdem glauben B. Velde & J. Hower (1963, S. 1253), dass die Stabilitätsbereiche der Muskovit-Modifikationen auch für Illit ihre Gültigkeit besitzen. Wenn dem wirklich so ist, dürfte die Modifikationsänderung 1Md $\longrightarrow$ $2M_1$ in den QS der nördlichen Glarner Alpen bei einer Temperatur von etwa 100–200 °C vor sich gegangen sein.

4. Die Rot–Violett-Verfärbung der Quartenschiefer

Der weitaus grösste Teil der QS besitzt in den nördlichen Glarner Alpen eine weinrote Farbe, bedingt durch den feinverteilten Hämatit, während ein kleiner, hämatitfreier Anteil der QS durch Phengit und Chlorit grün gefärbt ist. Eine auffallende Eigenschaft der rotgefärbten QS ist ihre Farbänderung, die sie von Norden gegen Süden zu erfahren. Während sie bei ihren nördlichsten Aufschlüssen am Walensee weinrot erscheinen, werden sie gegen Süden zu allmählich dunkelroter, im Tödi-Gebiet violett und an der Garvera schliesslich violettschwarz.

Eine ähnliche Erscheinung beschrieb schon H. Rosenbusch (1877) aus den kontaktmetamorphen Steiger Schiefern von Barr–Andlau. Nach diesem Autor «bestünde das erste und niedrigste Stadium der Contactmetamorphose in diesem Falle darin, dass das Pigment der normalen Schiefer sich local in verschiedenartiger Form anhäuft, dass gleichzeitig der Eisenglanz des normalen Gesteins theilweise oder ganz zu Magnetit reducirt wird» (S. 182). Dieser Vorgang äussert sich in einer Farbänderung von Rot nach Schwarz.

E. Niggli (1944) konnte zeigen, dass die violettblaue Farbe permokarbonischer Phyllite am Nordrand des Gotthardmassivs nicht auf Magnetit, sondern auf titanhaltigen Hämatit zurückzuführen ist. E. Niggli schreibt dazu «Die Bildung des Ti-haltigen Hämatits hängt wohl mit der Epimetamorphose zusammen, die offenbar die für eine Aufnahme von Ti in das Hämatit-Gitter günstigen Bedingungen (höhere Temperatur) schuf. Es könnten demnach diese Gesteine primär als rote Tonschiefer vorgelegen haben, wie solche im weniger metamorphen, reinen Hämatit führenden helvetischen Verrucano auftreten» (S. 194).

Auch die chemische und mineralogische Untersuchung des Hämatit-Albitkeratophyrs vom Südrande des Tavetscher Zwischenmassivs führte E. Niggli dazu, den Titangehalt des Hämatits für die dunkelblaue bis blaugraue Farbe des Gesteins verantwortlich zu machen. Die dazugehörigen röntgenographischen Untersuchungen verliefen negativ, weil E. Niggli zum Vergleich unglücklicherweise einen Hämatit von Cavradi wählte. Wie M. Weibel & H. U. Bambauer (1958) zeigten, führt aber ein Hämatit aus der Cavradischlucht selbst 6 Gew.-% TiO_2.

Nach F. Hund (1965) besteht eine Abhängigkeit der Farbe roter Eisen (III)-Oxyde von der Teilchengrösse: mit steigender Teilchengrösse verschiebt sich der Farbton roter Eisen (III)-Oxyde gesetzmässig von einem hellgelben bis zu einem tiefblauen Rot. Diese Feststellung konnte bestätigt werden, wie die Angaben in Tab. 36 zeigen:

Tabelle 36: *Abhängigkeit der Farbe von der Korngrösse der hämatitführenden QS-Probe MF 48*

Fraktion in μ	Farbe	Index der «Rock-color chart»
< 2	schwach rot-violett bis hellbraun-grau	5 RP 6/2 – 5 YR 6/1
2–6	hellbraun-grau	5 YR 6/1
6–20	graues Violett	5 P 4/2
20–63	grau bis dunkel rot-violett	5 RP 4/2 – 5 RP 2/2
63–125	schwarz-rot	5 R 2/2
125–500	sehr schwärzliches Rot	10 R 2/2

Aber auch nachdem wir diesen Korngrösseneffekt ausgeschaltet hatten, indem wir nur noch Probenpulver gleicher Korngrössenbereiche miteinander verglichen, blieben zwischen nördlich und südlich gelegenen QS (im geographischen Sinne) dennoch Farbunterschiede bestehen. Für die Rot–Violett-Verfärbung musste also ein anderer Grund vorhanden sein.

Eigene röntgenographische Messungen an vier QS-Proben haben nun gezeigt, dass gleichzeitig mit der Farbänderung von Weinrot nach Violett der TiO_2-Gehalt des Hämatits zunimmt. Die Messungen wurden mit einem Philips-Diffraktometer mit gefilterter Fe-K_α-Strahlung durchgeführt (Goniometer $^1/_8°$ pro Min.; Papiervorschub 200 mm/h). Als Eichsubstanz zur Kontrolle des Goniometers dienten

die Quarzlinien (112) und (202). Da nach D. H. LINDSLEY (1963) zwischen der Lage der (116)- und (024)-Linien von Hämatit einerseits und dem Ilmenitgehalt im Hämatit anderseits ein direkter Zusammenhang besteht, konnten wir für unsere Hämatite folgende Ilmenitgehalte ermitteln, vgl. Tab. 37:

Tabelle 37: *Röntgenographisch bestimmte Ilmenitgehalte in Hämatiten von vier Quartenschiefer-Proben*

	Probe-Nr.	$2\theta_{(024)}$ Fe-K_α*	% Ilmenit-Molekül	$2\theta_{(116)}$ Fe-K_α*	% Ilmenit-Molekül	Gew.-% TiO_2 Gesamt-gestein	Farbe Gesamtgestein**
Quarten	MF 7	$63{,}420 \pm 0{,}023$	4 ± 3	$69{,}644 \pm 0{,}021$	3 ± 2	0,70	schwach rot-braun bis grau-rot 10R 5/4 – 10R 4/2
Bützistock	MF 73	$63{,}413 \pm 0{,}017$	5 ± 2	$69{,}645 \pm 0{,}003$	$3 \pm < 0{,}5$	0,69	mittleres Rot 5R 5/4
Limmernboden	MF 48	$63{,}407 \pm 0{,}007$	6 ± 1	$69{,}641 \pm 0{,}012$	4 ± 1	0,64	graues Rot-Violett 5RP 4/2
Garvera	MF 132	$63{,}402 \pm 0{,}016$	7 ± 2	$69{,}615 \pm 0{,}003$	$7 \pm < 0{,}5$	1,3	grau-violett 5P 4/2

* Mittel aus je 10 Messungen ** Farbindex nach «Rock-color chart»

Aus den Angaben in Tab. 37 ist ersichtlich, dass sich wegen des relativ grossen Messfehlers nur die Hämatite der Proben MF 48 und 132 mittels ihrer (116)-Linien eindeutig im Ti-Gehalt voneinander unterscheiden lassen. Auf den ersten Blick könnte man glauben, der erhöhte Ti-Gehalt im Hämatit der Probe MF 132 sei durch den höheren Ti-Gehalt im entsprechenden Gesamtgestein bedingt. Eine überschlagsmässige Rechnung zeigt aber, dass in unseren Proben immer etwa doppelt so viel TiO_2 vorhanden ist, als höchstens in unsere Ti-haltigen Hämatite eingebaut werden kann. Während nämlich das Titanoxyd bei den unmetamorphen Keupertonen von Frick nach T. PETERS (1964) an Rutil, Titanit und Anatas gebunden ist und in den grünen Chloritoidschiefern der östlichen Urseren-Zone massenhaft Rutil als «Tonschiefernädelchen» (P. NIGGLI, 1912, S. 56) auftreten, ist das Titan in den violetten QS an den Hämatit *und* Rutil gebunden.

Nach den Feldbefunden sind alle noch nicht grün gewordenen QS im epimetamorphen Bereich (vgl. S. 16) violett bis blauschwarz gefärbt. Der TiO_2-Gehalt des Hämatits nimmt also mit steigendem Metamorphosegrad zu. Eine Verwendung dieser Tatsache als geologisches Thermometer kommt leider bis jetzt noch nicht in Frage, da experimentelle Untersuchungen über das System $FeTiO_3$–Fe_2O_3 bei niedrigen Temperaturen und kleinen $FeTiO_3$-Gehalten noch fehlen.

Sowohl im unmetamorphen Keuper des Jura als auch in den schwach metamorphen QS der nördlichen Glarner Alpen findet man aber neben weinroten untergeordnet auch schon hier violette Sedimente. Eine weinrote QS-Probe (MF 397) von der Südseite des Fronalpstockes (Koord. 727.075/213.875/1860) enthält nach der oben beschriebenen röntgenographischen Bestimmungsmethode $2 \pm 1\%$ Ilmenit-Molekül im Hämatit, eine hellviolette QS-Probe (MF 398) desselben Aufschlusses aber $6 \pm 1\%$ Ilmenit-Molekül. Daraus muss geschlossen werden, dass schon primär Hämatite mit verschiedenem Ti-Gehalt sedimentiert wurden. Nach P. RAMDOHR (1926) kann Hämatit jedenfalls bei Zimmertemperatur kleinere Mengen von $FeTiO_3$ in fester Lösung beibehalten. Erst mit zunehmender Temperatur nahmen dann auch die ursprünglich weinroten QS Titan ins Hämatit-Gitter auf, so dass wir heute in denjenigen Gebieten, die schon einen Metamorphosegrad der Grünschieferfazies aufweisen (vgl. S. 108), nur noch einheitlich violette oder blauschwarze, hämatitführende QS vorfinden.

5. Texturelle Erscheinungen

Es sind vor allem russische Autoren, die mit einfachen, mikroskopischen Methoden eine Unterteilung des Übergangsbereichs Diagenese–Metamorphose mit Hilfe textureller Veränderungen in

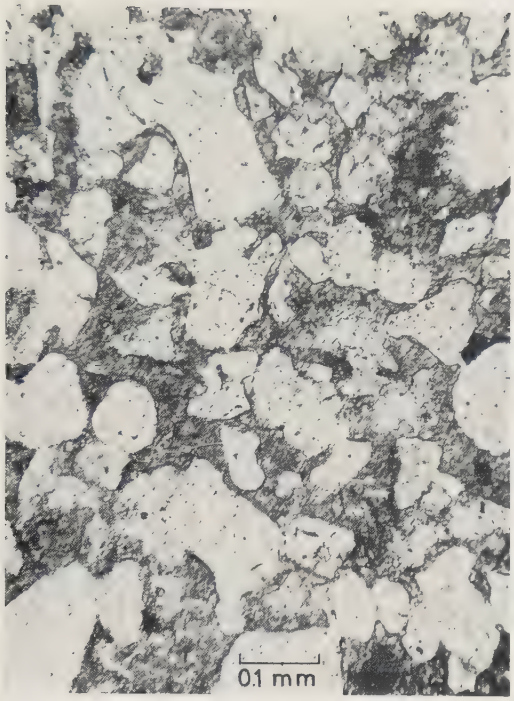


Fig. 32a: «Zone mit unverändertem tonigem Zement»: Keine Reaktion zwischen klastischen Quarzkörnern und tonigmergeligem Zement. Dünnschliff L 10, grüner Mergelstein aus der Bohrung Lindau.

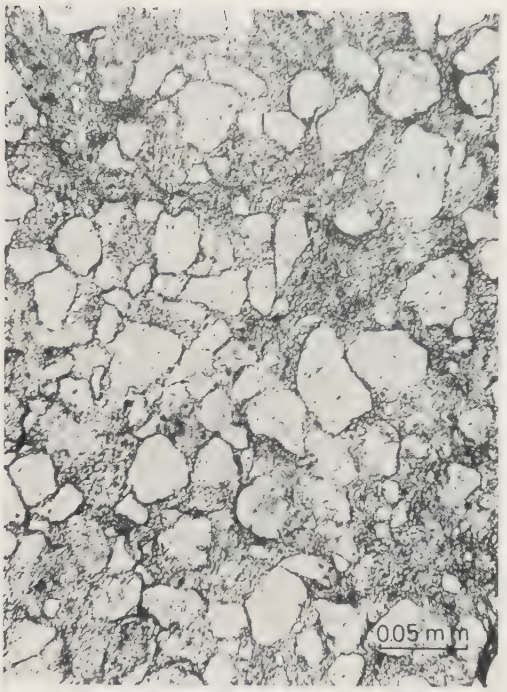


Fig. 32b: «Zone mit verändertem tonigem Zement»: Der bei der Chloritbildung frei gewordene Quarz (vgl. S. 98) wurde in der Matrix ausgeschieden; teilweise leicht gezackte Quarzränder als Manifestation einer beginnenden Reaktion mit dem tonigen Zement. Dünnschliff MF 16, grauer Tonschiefer von Quarten.

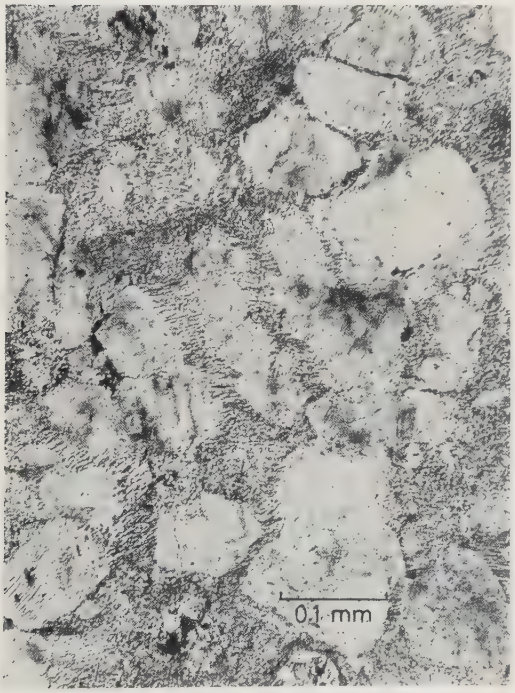


Fig. 32c: «Zone der quarzitischen Struktur mit Chlorit- und Sericit-Zement»: Phyllitmineralien stellen sich senkrecht zu den Quarzkörnern und beginnen in diese hineinzuwachsen. Dünnschliff 1103, Sammlung R. Brunnschweiler; Weissmeilen (= Wissmilen).

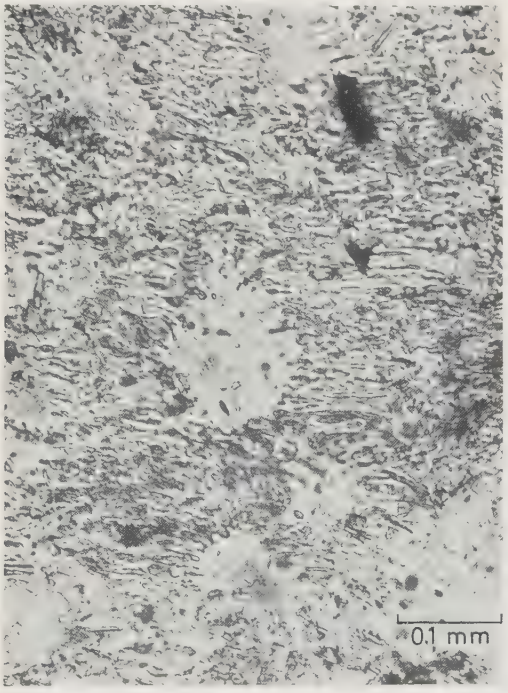


Fig. 32d: «Zone der stachelförmigen (spine-like) Struktur mit Muskovit- und Chlorit-Zement»: Chlorit und Muskovit sind igelförmig um Quarzkörner angeordnet und spiessen in diese hinein. Dünnschliff 8964, Sammlung R. Brunnschweiler; violetter Tonschiefer bis Phyllit vom Panixerpass.

Fig. 32: Texturelle Erscheinungen im Keuper bei beginnender Metamorphose.

Sedimentgesteinen vorgenommen haben. (Im folgenden kann ich mich aus sprachlichen Gründen nicht auf die russische Originalliteratur beziehen, sondern es wird vorwiegend auf Publikationen in englischer Sprache verwiesen.) Die grundlegende Arbeit von A.G.Kossovskaia & V.D.Shutov (1958, S.656) ist von A.Schüller (1961, S.279) ausführlich diskutiert worden; wir werden deshalb im folgenden nur diejenigen Beobachtungen der beiden russischen Autoren erwähnen, welche wir in den QS der Glarner Alpen ebenfalls anstellen konnten.

Tonige und sandige Sedimente befinden sich nach ihrer Ablagerung laut A.G.Kossovskaia & V.D.Shutov zuerst in der «Zone mit unverändertem tonigem Zement». Sie reicht bis in eine Tiefe von etwa 2000 m; «mixed-layer»-Tonminerale sind bis hierher ohne weiteres beständig. In diese Zone gehört das untersuchte Keuper-Profil von Frick. Zwischen klastischen Quarzkörnern und tonigem Zement tritt keine Reaktion ein; die Begrenzungen zueinander sind scharf, vgl. Fig.32a.

Es folgt die «Zone mit verändertem tonigem Zement», welche in einer Tiefe von 2–6 km Sedimentmächtigkeit angetroffen wird. Montmorillonit wandelt sich in Illit und Chlorit um. Die Quarzkörner werden von Chloritkränzen umgeben, wobei die Quarzkörner teilweise schon einen feingezackten Rand aufweisen (vgl. Fig.32b). Die Sandsteine nehmen in dieser Zone Mosaikstruktur an. Während das Keuper-Bohrprofil von Lindau eine Zwischenstellung zwischen den beiden bisher erwähnten Zonen einnimmt – beginnende Umwandlung des Illit/Montmorillonit (vgl. S.79), aber noch keine Reaktion zwischen Quarzkörnern und toniger Matrix (vgl. Fig.32a) –, gehört das QS-Profil von Quarten schon ganz der zweiten Zone mit verändertem tonigem Zement an.

Es folgt die «Zone der quarzitischen Struktur mit Chlorit- und Serizit-Zement». Die Autoren geben keine Angabe der Erdrindentiefe. In dieser Zone verschwindet detritischer Biotit. Eine sichere Unterscheidung von der vorhergehenden Zone scheint mir aber nach den Beschreibungen von A.G.Kossovskaia & V.D.Shutov (1958) schwierig zu sein. Immerhin kann in hämatitfreien QS deutlich beobachtet werden, wie die Phyllitmineralien beginnen, in die Quarzkörner hineinzuwachsen (vgl. Fig.32c). In den hämatitführenden QS wird dieser Vorgang durch das feinverteilte Eisenoxyd gehemmt oder ganz verhindert. Das Profil von der Lauifurkel dürfte in dieser dritten Zone liegen.

Die «Zone der stachelförmigen (spine-like) Struktur mit Muskovit- und Chlorit-Zement» befindet sich vor der eigentlichen beginnenden Regionalmetamorphose. Chlorit und Muskovit sind igelförmig um Quarzkörner angeordnet und spiessen in diese hinein (vgl. Fig.32d). Typische Sedimente dieser Zone sind Dachschiefer und quarzitische Sandsteine, wie sie z.B. im Limmernboden-Profil, aber vielleicht auch schon nördlicher vorkommen.

In späteren Arbeiten haben A.G.Kossovskaia & V.D.Shutov (1963, S.732; 1965, S.1157) die ursprünglich nur für tonige und sandige Sedimente aufgestellte Zonierung auch auf andere Sedimentgesteine übertragen; damit wurde die Möglichkeit geschaffen, die auf texturellen Erscheinungen beruhende Zonierung mit der entsprechenden Zeolithfazies zu vergleichen. Wir werden darauf im zusammenfassenden Kapitel über die schwache Metamorphose in den Glarner Alpen eingehen.

6. Dichteänderungen

Durch das Studium der Porenräume in den Sedimenten hat W.von Engelhardt (1960) einen Weg gewiesen, um die Veränderung eines Gesteins von der Diagenese bis zur Metamorphose zu verfolgen. Man kann nun die Gesteinsdichte als ein Mass für die Porosität ansehen, falls man nur mineralogisch ähnliche Sedimente miteinander vergleicht. Für unsere Dichtebestimmungen verwendeten wir deshalb nur Tone und Mergel bzw. deren metamorphe Derivate derselben Formation. Der Fehler unserer Dichtebestimmungen beträgt für die Proben von Frick $\pm 0{,}05$, für alle übrigen Proben $\pm 0{,}01$.

Fig.33 enthält die Resultate von 243 Dichtebestimmungen aus dem Keuper vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. Die weitaus grösste Dichte- bzw. Porositätsänderung erfuhr der Keuper von Frick bis Lindau. Nach W.von Engelhardt (1960, S.49) steht die Porosität von Tonen und Tonsteinen vielfach in einem einfachen Zusammenhang zur Bedeckungstiefe; dies beweist, «dass die Verminderung der Porosität der Tone in der äusseren Erdrinde vor allem durch mechanische Druckwirkung und weniger durch chemische Neubildungen hervorgerufen wird». In einer Erdtiefe von 2–3 km

haben die Tone nach demselben Autor (loc.cit., S.41) den grössten Teil ihres Porenvolumens eingebüsst. Dies stimmt gut mit unseren Resultaten überein, denn das Keuper-Profil der Bohrung Lindau war einst höchstens von 2,5 km Sedimenten überdeckt (vgl. S.79), und von Lindau bis in die Glarner Alpen macht sich im Keuper nur noch eine geringe Dichtezunahme bemerkbar (vgl. Fig.33).

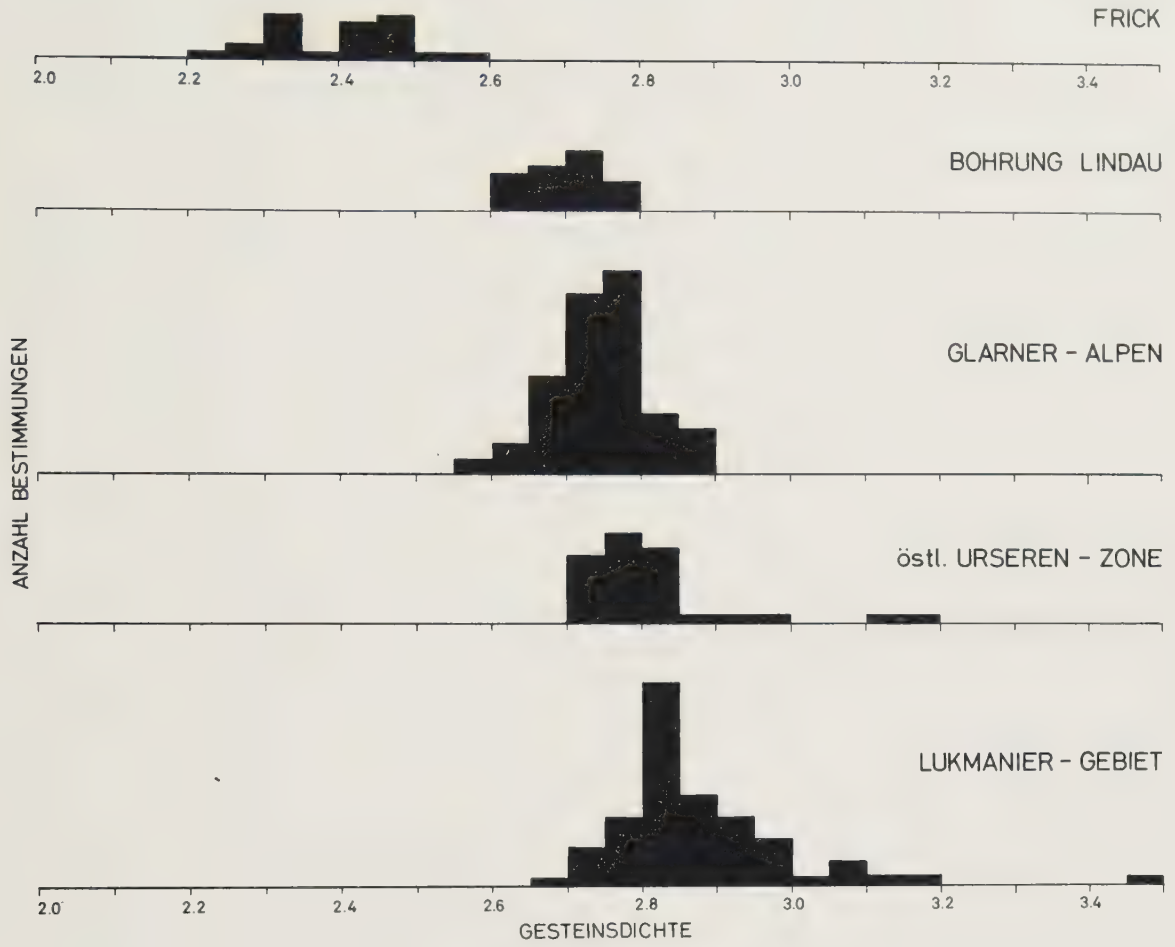


Fig.33: Dichteänderung mit steigendem Metamorphosegrad im Keuper vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. 243 Dichte-Bestimmungen. Erläuterungen siehe Text.

Nach A. SCHÜLLER (1961, S.283) wird die Metamorphose dann wirksam, wenn u.a. keine wesentliche Änderung der Porosität und des Wassergehaltes bzw. der Dichte mehr erfolgt. Wie Fig.33 zeigt, muss der Übergang von der Diagenese zur Metamorphose demnach in den Glarner Alpen stattfinden.

Die nur noch geringe, aber doch aus Fig.33 noch ablesbare Dichtezunahme im Keuper der östlichen Urseren-Zone gegenüber demjenigen der Glarner Alpen ist kaum mehr allein auf Veränderungen der Porosität zurückzuführen, sondern vielmehr auf eine Entwässerung bei metamorphen Mineralreaktionen (Bildung von Chloritoid u.a. auf Kosten von Chlorit, siehe S.115).

Im Lukmanier-Gebiet beruht die Dichtezunahme des Keupers gegenüber demjenigen der östlichen Urseren-Zone auf einer weiteren Entwässerung (Bildung von Granat, Disthen und Staurolith), aber auch auf einer CO_2-Entgasung (vgl. S.130), hervorgerufen durch einen weiteren Anstieg des Metamorphosegrades.

7. Zum ersten Pyrophyllit-Fund im Lias der Glarner Alpen

Der erste Pyrophyllit-Fund in einem Sediment des Lias der Glarner Alpen lässt natürlich nur dann Rückschlüsse auf den Umwandlungsgrad dieser Gesteine zu, wenn es sich beim Pyrophyllit um eine

metamorphe Neubildung und nicht um ein detritisches Reliktmineral handelt. Nach dem mikroskopischen Befund tritt in der pyrophyllitführenden Probe nur ein Kali-Hellglimmer (kleinerer Achsenwinkel als Pyrophyllit) als detritisches Phyllitmineral von höchstens 0,3 mm Durchmesser auf. Chlorit und Pyrophyllit befinden sich fein verteilt in der Grundmasse. Nach dem ermittelten Kristallinitätsgrad des Illits bis Muskovits im Profil von der Lauifurkel zu schliessen, wo der Pyrophyllit gefunden wurde, ist mit dem Erscheinen dieses Minerals als metamorphe Neubildung durchaus zu rechnen (vgl. S. 100). Sowohl in Frick als auch in der Bohrung Lindau kommt mit Beginn des Lias Kaolinit vor (vgl. Fig. 10 und 11). Es ist deshalb denkbar, dass sich aus diesem Mineral in den Glarner Alpen Pyrophyllit nach folgender Reaktion bildete:

$$1\ \text{Kaolinit} + 2\ \text{Quarz} \longrightarrow 1\ \text{Pyrophyllit} + 1H_2O$$

Einschränkend muss aber beigefügt werden, dass der Lias der Glarner Alpen lithostratigraphisch nicht direkt mit dem Lias des Juragebirges verglichen werden kann, wie dies noch im oberen Mittelkeuper möglich ist, weil die beiden genannten Gebiete zur Liaszeit durch das Alemannische Land getrennt waren (R. Trümpy, 1952). Weitere Beobachtungen müssen zeigen, ob die oben vermutete Reaktion tatsächlich zur Pyrophyllit-Bildung in den Glarner Alpen führte und wie weit dieses Mineral verbreitet ist. Wenn man bedenkt, dass für diese Arbeit nur zwei Liasproben untersucht wurden und sich eine davon als pyrophyllitführend erwies, so sollte dies ein Ansporn für ausgedehntere Untersuchungen sein.

Meiner Ansicht nach erlauben es leider die bis heute erhältlichen Angaben nicht, eine verlässliche untere Stabilitätsgrenze für den Pyrophyllit anzugeben (vgl. hierzu Diskussion auf S. 100). Gewiss scheint mir nur, dass Pyrophyllit in den Glarner Alpen vor Beginn der Grünschieferfazies auftritt, d.h. also nach H. G. F. Winkler (1967, S. 175) bei niedrigeren Temperaturen als etwa 400 °C.

Im folgenden wollen wir uns noch mit der Frage auseinandersetzen, warum wir in den doch relativ Al-reichen QS der Glarner Alpen keinen Pyrophyllit finden konnten[5]. Die tieferen QS der Glarner Alpen sind sehr kaliumreich (vgl. Fig. 26), so dass der Illit bis Muskovit fast alles Aluminium an sich bindet. In den höheren QS der Glarner Alpen ist das Aluminium zusätzlich auch noch an einen Al-reichen Chlorit gebunden (siehe S. 45), welcher sich wahrscheinlich aus einem «mixed-layer» Illit/Montmorillonit bildete (siehe S. 98). Die beiden bisher analysierten Illite aus dem oberen Mittelkeuper von Frick und Lindau erwiesen sich als Mg- und Fe-reich (siehe S. 37). Das gleiche dürfte auch für den «mixed-layer» Illit/Montmorillonit desselben lithostratigraphischen Horizontes gelten. Es wird dann verständlich, dass sich aus diesem Mineral in den Glarner Alpen kein Pyrophyllit bilden konnte, weil bei der Umwandlung des «mixed-layers» Illit/Montmorillonit in einen besser kristallisierten Illit bis Muskovit nicht nur Al, sondern auch Fe und Mg frei wurde; das Al ist deshalb heute in den QS der Glarner Alpen nicht an Pyrophyllit, sondern an einen Al-reichen Chlorit gebunden.

8. Zur mineralfaziellen Stellung der Quartenschiefer in den Glarner Alpen

Bei der Besprechung der mineralfaziellen Stellung der QS werden wir uns sowohl in diesem als auch in späteren Kapiteln soweit als möglich an das von H. G. F. Winkler (1965, 1967) vorgeschlagene Einteilungsprinzip der metamorphen Fazien halten.

Eine Zuordnung der in den QS der Glarner Alpen beobachteten Mineralparagenesen zu einer bestimmten Mineralfazies gestaltet sich äusserst schwierig. Wir finden nämlich z. B. die in den QS wichtige Paragenese Phengit ± Chlorit ± Hämatit ± Albit ± Kalifeldspat ± Carbonate (Dolomit, Calcit, ?Magnesit) von den nördlicheren Glarner Alpen bis in die östliche Urseren-Zone, d.h. von einem schwach metamorphen Gebiet, welches noch lange nicht im Bereich der Grünschieferfazies liegt, bis in die Quarz–Albit–Epidot–Biotit-Subfazies. Alle in den QS der Glarner Alpen bestimmten Mineralparagenesen (vgl. Tab. 8, 11 und 14) erlauben weder den Beginn der Grünschieferfazies festzustellen,

[5] Nach Abschluss der vorliegenden Arbeit ist es dem Autor gelungen, Pyrophyllit und Paragonit in den QS der Glarner Alpen nachzuweisen; darüber soll in einer späteren Arbeit berichtet werden.

noch zu sagen, welchen Mineralfazien die schwächer metamorphen QS angehören. Wie auf den vorhergehenden Seiten gezeigt wurde, kann zwar in den QS der Glarner Alpen eindeutig eine Zunahme des Metamorphosegrades von Norden gegen Süden zu nachgewiesen werden; aber sowohl die festgestellte Rot–Violett-Verfärbung als auch die Modifikationsänderung des Illits lassen bis jetzt noch keine bzw. nur unsichere Rückschlüsse auf den erreichten Metamorphosegrad zu, weil noch zu wenig Feldbeobachtungen aus andern Gebieten vorliegen bzw. die wenigen experimentellen Ergebnisse noch nicht ohne weiteres auf die Natur übertragbar sind.

Dagegen lassen die gemessenen Illit-Kristallinitäten sowie die erwähnten texturellen Veränderungen indirekte Rückschlüsse auf die mineralfazielle Stellung der QS der Glarner Alpen zu. Aus den wenigen Untersuchungen über die Illit-Kristallinität in den QS der Glarner Alpen kann vorläufig geschlossen werden, dass sich der grösste Teil der helvetischen Decken der Glarner Alpen in der anchimetamorphen Zone im Sinne von B. Kubler (1967) befindet, während das Autochthon des östlichen Aarmassivs schon grossenteils dem niedrig temperierten Bereich der Grünschieferfazies angehört.

Es muss hier betont werden, dass B. Kubler (1967 *a*) die anchimetamorphe Zone mit Hilfe der Illit-Kristallinität definiert hat, also einer im Labor direkt messbaren Grösse, die einem qualitativen mineralogischen Zustand entspricht. Demgegenüber hat W. Fritsch (1966) eine Anchizone eingeführt, die hauptsächlich auf strukturellen Merkmalen der darin vorkommenden Gesteine beruht. Ähnlich sind G. H. Packham & K. A. W. Crook (1960, S. 404) vorgegangen, als sie eine Grenze zwischen Diagenese und Metamorphose mit Hilfe der Struktur der in Frage kommenden Gesteine zogen. R. L. Hay (1966, S. 106) hat darauf mit Recht geantwortet, dass «the nature of the fabric may have little significance regarding either the nature of the chemical reaction or the degree of mineralogical or chemical reconstitution». H. G. F. Winkler (1965, S. 143) weist in diesem Zusammenhang darauf hin, dass man heute ungeschieferte, glaukophanführende Metamorphite kennt, denen man äusserlich die metamorphe Natur nicht ansehen kann. Eine zunehmende Verschieferung kann zwar mit einer ansteigenden Metamorphose gleichsinnig verlaufen; dies muss aber nicht unbedingt der Fall sein, denn B. Kubler (1967 *b*) erwähnt sowohl Beispiele von Schieferung ohne Anchimetamorphose als auch Beispiele von Anchimetamorphose ohne Schieferung.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass eine nach strukturellen Merkmalen definierte Anchizone wenig geeignet ist, den physikalisch-chemischen Umwandlungsgrad eines metamorphen Gesteins anzugeben. Dagegen fusst die von B. Kubler eingeführte anchimetamorphe Zone auf dem Kristallinitätsgrad des Illits, welcher hauptsächlich von der Temperatur abhängig ist (vgl. S. 99). Eine so definierte anchimetamorphe Zone scheint uns ein brauchbares Mittel zu sein, um schwach metamorphe tonig-mergelige Sedimente von höhergradigen Metamorphiten der Grünschieferfazies abzugrenzen. Weitere Untersuchungen müssen zeigen, ob es möglich sein wird, von der Illit-Kristallinität einer Probe innerhalb der anchimetamorphen Zone auf deren Zugehörigkeit zu einer bestimmten Mineralfazies schliessen zu können.

Wie auf S. 104–106 gezeigt wurde, gehören die untersuchten QS-Profile der Glarner Alpen verschiedenen, auf Grund textureller Erscheinungen ausgeschiedenen Zonen von A. G. Kossovskaia & V. D. Shutov (1958) an. Wie schon früher erwähnt wurde (S. 106), haben es dieselben Autoren durch weitere Untersuchungen ermöglicht, diese «texturellen Zonen» den entsprechenden Mineralfazien zuzuordnen. Danach dürften die QS-Profile von Quarten und Lauifurkel im Bereich der Laumontit–Prehnit–Quarz-Fazies (H. G. F. Winkler, 1965, S. 135), das Limmernboden-Profil aber mindestens schon im Bereich der Pumpellyit–Prehnit–Quarz-Fazies liegen.

Da metamorphe Mineralneubildungen in den QS erst weiter südlich in der östlichen Urseren-Zone auftreten, haben wir bisher auf indirektem Wege versucht, Aussagen über die mineralfazielle Stellung dieser Formation in den Glarner Alpen zu machen. Aus den zwar erst spärlichen Untersuchungen früherer Autoren über die schwache Metamorphose in den Glarner Alpen wissen wir aber, dass in anderen mesozoischen Sedimenten dieses Gebietes alpin-metamorphe Mineralneubildungen vorkommen: Stilpnomelan, Alkali-Amphibol (E. Niggli et al., 1956), Prehnit und Pumpellyit (J. Martini & M. Vuagnat, 1965). Im folgenden soll einmal versucht werden abzuklären, warum diese Mineralien in den QS der Glarner Alpen fehlen; dann aber stellt sich auch die Frage, ob die in

den QS der Glarner Alpen (indirekt) beobachtete Abfolge der Mineralfazien dieselbe bleibt, wenn wir die oben erwähnten metamorphen Neubildungen anderer Gesteinsformationen mitberücksichtigen.

Stilpnomelan und Alkali-Amphibol dürften in den QS der Glarner Alpen deshalb fehlen, weil ein ungeeigneter Gesamtgesteinschemismus vorliegt. Wir zitieren dazu H. G. F. Winkler (1965, S. 77): «Die Bildung von Stilpnomelan ist nur dann in ehemaligen tonigen Sedimenten möglich, wenn ganz besondere chemische Zusammensetzungen vorgelegen haben: Es müssen Fe^{2+}-reiche, sehr Mg-arme und gleichzeitig Al-arme Sedimente gewesen sein.» Wie aus den chemischen Analysen der Tab. 9, 12 und 15 hervorgeht, sind diese Voraussetzungen für die QS nicht erfüllt. Aus ähnlichen Gründen finden wir in den QS der Glarner Alpen auch keinen Alkali-Amphibol.

Schwieriger ist es zu erklären, warum in den QS kritische Mineralien der Zeolithfazies fehlen. In den Glarner Alpen wurden solche Mineralien bis heute erst aus Sandsteinen vulkanogenen Ursprungs erwähnt (J. Martini & M. Vuagnat, 1965, Fig. 1); aber nach R. L. Hay (1966, Tab. 5, Nr. 5) kommen Zeolithe auch in illit- und chloritführenden Sedimenten vor, wie wir sie in den QS ebenfalls finden. Wichtig ist in diesem Zusammenhang auch die folgende Feststellung von R. L. Hay (1966, S. 66): «No correlation is evident between clay-mineral content of pelitic rocks and either the type or amount of authigenic silicate minerals», worunter auch die Zeolith-Mineralien fallen. Man kann demnach für das Fehlen von Zeolith-Mineralien in den QS nicht allein einen ungeeigneten Gesamtgesteinschemismus verantwortlich machen. E.-an Zen (1961) hat einen möglichen Weg aus dieser Zwangslage gewiesen. Nach den theoretischen Überlegungen dieses Autors spielt das Verhältnis der chemischen Potentiale (μ) von H_2O und CO_2 zueinander eine entscheidende Rolle bei der Bildung kritischer Mineralparagenesen der Zeolithfazies. Bei einem relativ hohen Verhältnis von μ_{CO_2}/μ_{H_2O} gelangt man dann nach E.-an Zen von Paragenesen des Diagenesebereichs direkt zu Paragenesen der Regionalmetamorphose, ohne dass sich dazwischen eine Zeolithfazies offenbart hätte, wie dies auch bei den QS der Glarner Alpen der Fall ist.

Die Verbreitung alpidisch metamorpher Mineralneubildungen ist in den Glarner Alpen erst wenig erforscht. So kennen wir aus diesem Gebiet bisher nur zwei Fundorte von Alkali-Amphibol (siehe E. Niggli & C. Niggli 1965, Fig. 2). Wichtig ist hier die Feststellung, dass es sich bei diesem Mineral nicht um Glaukophan, sondern um Mg-Riebeckit handelt (E. Niggli & C. Niggli, 1965, S. 340), und dass weiterhin kritische Paragenesen der Lawsonit–Glaukophan-Fazies (H. G. F. Winkler, 1965, S. 143) bis heute in den Glarner Alpen fehlen. Stilpnomelan tritt in den nördlicheren Glarner Alpen und deren näherer Umgebung an zwei verschiedenen Stellen auf; an beiden Orten ist die Genese dieses Minerals als alpidisch-metamorphe Neubildung umstritten (C. M. Schindler, 1959, S. 42; E. Niggli & C. Niggli, 1965, S. 337). Etwa von gleicher nördlicher Breite wie das untersuchte QS-Profil von Limmernboden sind mindestens fünf Fundorte von alpidisch-metamorphem Stilpnomelan bekannt (E. Niggli et al., 1956). Nach H. G. F. Winkler (1967, S. 93) ist der Bildungsbereich des Stilpnomelans auf die Pumpellyit–Prehnit–Quarz-Fazies und die niedrigsttemperierte Grünschieferfazies (sowie auf die Lawsonit–Glaukophan-Fazies, die uns aber in diesem Zusammenhang nicht interessiert) beschränkt. Wenn diese Aussage tatsächlich zutrifft, dann ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen dem ersten sicheren Auftreten von alpidisch-metamorphem Stilpnomelan am Nordrand des östlichen Aarmassivs einerseits und unserer Aussage anderseits, dass sich das QS-Profil von Limmernboden auf Grund der Illit-Kristallinität im Übergangsbereich von der Anchizone zur Grünschieferfazies befinde.

Direkte Hinweise für das Bestehen einer Zeolithfazies in den Glarner Alpen haben bisher nur die Funde von Prehnit und Pumpellyit aus dem Taveyannazsandstein geliefert (J. Martini & M. Vuagnat, 1965). Die Metamorphite dieser Gesteinsformation, welche der Pumpellyit–Prehnit–Quarz-Fazies angehören dürften, sind auf ein relativ kleines Gebiet beschränkt, welches sich südlich des QS-Profils der Lauifurkel, aber nördlich desjenigen von Limmernboden befindet. Aus den texturellen Erscheinungen in den QS wurde weiter oben (S. 109) auf indirekte Weise geschlossen, dass das Profil der Lauifurkel im Bereich der Laumontit-Prehnit–Quarz-Fazies liegen dürfte, dasjenige von Limmernboden aber mindestens im Bereich der Pumpellyit–Prehnit–Quarz-Fazies. Damit können wir eine gute Übereinstimmung von den auf verschiedenen Wegen erhaltenen Aussagen feststellen.

Zusammenfassend kann vorläufig gesagt werden, dass man in einem Nord-Süd-Profil durch die Glarner Alpen folgende Mineralfazies-Abfolge antrifft: Laumontit–Prehnit–Quarz-Fazies; Pumpellyit–Prehnit–Quarz-Fazies; Quarz–Albit–Muskovit–Chlorit-Subfazies. Wo sich diese einzelnen Fazien bzw. Subfazien in den Glarner Alpen ablösen, wissen wir vorderhand noch kaum.

Wenn wir zum Schluss dieses Kapitels versuchen wollen, etwas über die physikalischen Bedingungen der alpidischen Metamorphose in den Glarner Alpen auszusagen, so kann es sich dabei nur um angenäherte Angaben handeln. Denn einerseits verfügen wir vorderhand erst über wenige Feld- und Laborergebnisse, welche die schwache Metamorphose in den Glarner Alpen betreffen; anderseits sind die aus Mineralsynthesen abgeleiteten physikalischen Stabilitätsbereiche der niedrigtemperierten Fazien bzw. Subfazien aus experimentellen Gründen noch unsicher (u.a. langsame Reaktionsgeschwindigkeiten, metastabile Gleichgewichte). Dies wird z.B. daraus ersichtlich, dass der Beginn der Laumontit–Prehnit–Quarz-Fazies in verschiedenen Arbeiten der jüngsten Zeit bei unterschiedlichen Temperaturen (Angaben für einen Gesamtdruck von 1–2 kb) angesetzt wird: wenig oberhalb 100 °C (F.J.Turner, 1968, Fig.8–6), bei etwa 150 °C (A.Hietanen, 1967, Fig.1) oder wenig oberhalb 200 °C (H.G.F.Winkler, 1967, Fig.40). Vorderhand scheint es uns am wahrscheinlichsten, dass während der schwachen alpidischen Metamorphose in den nördlichen Glarner Alpen Temperaturen von etwa 100–200 °C und ein Gesamtdruck von vielleicht 1–2 kb, in den südlichen Glarner Alpen Temperaturen von etwa 200–300 °C und ein Gesamtdruck von vielleicht 2–3 kb geherrscht haben.

B. Die epimetamorphen Quartenschiefer der östlichen Urseren-Zone

In der östlichen Urseren-Zone treten in den QS erstmals alpidisch-metamorphe Neubildungen in Form von Chloritoid und Paragonit auf (vgl. aber Fussnote 5, S.108). Zudem findet ein Farbumschlag von den in den Glarner Alpen überwiegend rot und violett gefärbten zu überwiegend grün gefärbten QS am Nordrande des Gotthardmassivs statt. Diese Ereignisse rechtfertigen es, die Metamorphose der QS der östlichen Urseren-Zone gesondert zu behandeln.

1. Die Violett–Grün-Verfärbung der Quartenschiefer

Aus den Feldbefunden geht hervor, dass der grösste Teil der schwach metamorphen QS der Glarner Alpen durch Hämatit rot oder violett gefärbt ist. Grüne QS spielen dort nur eine untergeordnete Rolle, wobei diese Proben ihre grüne Farbe entweder schon ursprünglich besassen (primär hämatitfreie Proben) oder erst durch sekundäre diagenetische Vorgänge erhielten (vgl. S.87 und 92). In der östlichen Urseren-Zone finden wir überwiegend grüne QS, durch Ti-haltigen Hämatit violett gefärbte QS treten stark zurück. Da ein grosser Anteil des Hämatits in diesem Gebiet zur gleichen Zeit aus den QS verschwindet, wo erstmals die Chloritoid-Bildung einsetzt, ist es klar, dass die Violett–Grün-Verfärbung zur Hauptsache im Zusammenhang mit dem steigenden Metamorphosegrad stehen muss. Es kann natürlich nicht ausgeschlossen werden, dass ein Teil der heute grün gefärbten QS der östlichen Urseren-Zone diese Farbe schon vor der Metamorphose besass, wie dies für die grün gefärbten QS der Glarner Alpen der Fall ist (siehe oben).

Von Interesse dürfte die Frage sein, wie weit wir hämatitführende QS noch gegen Gebiete stärkerer Metamorphose verfolgen können. Da wir uns in den QS am Ostrande des Gotthardmassivs längere Zeit in Regionen gleichen Metamorphosegrades bewegen, sind hämatitführende QS noch verhältnismässig weit nach Süden anzutreffen, so z.B. am Westgrat des Piz da Vrin. Dagegen fehlen sie im Gebiet des Greinapasses, und aus dem ganzen Lukmanier-Gebiet ist mir nur eine einzige Stelle bekannt, wo violett gefärbte QS noch vorkommen (A.Baumer, 1964, S.34, Profil Nr.2, Schichtglied

18). Bezeichnenderweise handelt es sich hier um einen quarzreichen Phyllit, in welchem der Hämatit länger überdauern konnte.

Vom geochemischen Standpunkt aus drückt sich das Verschwinden des Hämatits im Gebiet der östlichen Urseren-Zone in einer Änderung des Oxydationsgrades des Eisens aus. Dieser Sachverhalt ist aus Fig. 34 ersichtlich: Die hämatitführenden QS besitzen einen deutlich höheren Oxydationsgrad als die hämatitfreien QS. Hier muss noch erwähnt werden, dass für Fig. 34 nur die Eisenbestimmungen solcher QS-Proben aufgenommen wurden, die keine schwer aufschliessbaren Mineralien enthielten. Erfahrungsgemäss bereitet nämlich die Bestimmung des zweiwertigen Eisens vor allem von chloritoid- und staurolithführenden Proben grosse Schwierigkeiten (vgl. hierzu auch S. 72).

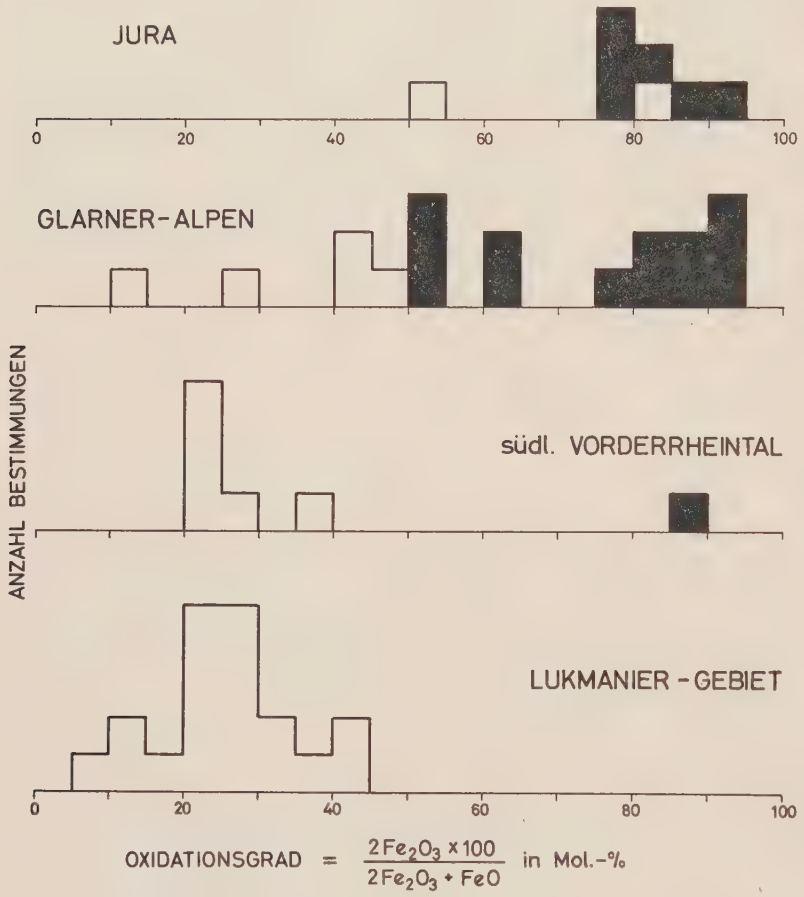


Fig. 34: Änderung des Oxydationszustandes des Eisens mit steigendem Metamorphosegrad.

■ = rote und violette Keuper-Proben;
□ = grüne Keuper-Proben.

Analysenwerte aus P. Niggli (1929); F. de Quervain & C. Friedlaender (1942, S. 52/53); T. Peters (1964) und vom Autor.

Dass der Oxydationsgrad des Eisens mit zunehmender Metamorphose ändern kann, ist schon von verschiedenen Autoren beobachtet worden; so wird nach K. C. Condie (1967) die niedriggradige Metamorphose einer Subgrauwacke von einer Oxydation begleitet, während R. H. Nanz (1953, S. 59) und J. Ravier (1959) wie in unserem Falle eine Reduktion des Eisens nachweisen konnten. Nach H. P. Eugster (1959, S. 397) scheint sich eine Änderung des Oxydationszustandes des Eisens bei einem relativ niedrigen Metamorphosegrad zu vollziehen, denn «higher degrees of metamorphism do not seem to produce any trends in the state of oxidation of mineral assemblages».

Welcher Vorgang führte nun zur Reduktion des Eisens in den QS der östlichen Urseren-Zone? J. Ravier (1959, S. 96) konnte zeigen, dass sich das im Gestein anwesende organische Material bei zunehmender Metamorphose zersetzte, wobei u. a. auch wasserstoffreiche Gase frei wurden, die eine Reduktion des dreiwertigen Eisens bewirkten. Da aber sowohl der unmetamorphe obere Mittelkeuper des Jura als auch die schwach metamorphen QS der Glarner Alpen kein sichtbares, organisches Material enthalten (abgesehen von den öfters pflanzenführenden Grobdetritischen Schichten), muss das Verschwinden des Hämatits in den QS der östlichen Urseren-Zone durch einen andern Vorgang

ausgelöst worden sein. Man kann sich aber folgenden Ablauf vorstellen: Das in den tonig-mergeligen QS vorhandene Wasser gelangte mit steigender Temperatur und Druck in einen Zustand, wo neben H_2O auch O_2 und H_2 in der flüssigen Phase anwesend waren. Wichtig ist nun nachstehende Feststellung von H. P. EUGSTER (1959, S. 407): «These hydrogen pressures are very much larger than the equivalent oxygen pressures under geologic conditions, and are physically significant.» Man kann sich nun vorstellen, dass dieser Partialdruck des Wasserstoffs bei zunehmender Metamorphose einen genügend hohen Wert erreichte, um zur Reduktion des dreiwertigen Eisens des Hämatits zu führen.

2. Zur Bildung des Chloritoids

Dass die Bildung von Chloritoid einen besonderen Gesteinschemismus verlangt, ist heute wohl bekannt. Für die Chloritoidschiefer der östlichen Urseren-Zone, welche hauptsächlich zu den QS gehören, hat dies als erster P. NIGGLI (1912) erkannt; er schreibt auf S. 75: «Man sieht daraus, dass ein relativ hoher Al_2O_3-Gehalt, ein nicht sehr grosser Alkaliengehalt, erhebliche Mengen FeO und sehr wenig CaO für die Chloritoidschiefer charakteristisch sind.» Ergänzend sei beigefügt, dass nach G. HOSCHEK (1967 *a*, Abb. 3) neben einem hohen FeO-Gehalt auch ein hohes Fe/Mg-Verhältnis die Chloritoidbildung fördert.

Die in Tab. 18 aufgeführte Analyse eines chloritoidführenden QS liegt in den aknf-, acf- und afm-Diagrammen innerhalb des von G. HOSCHEK (1967 *a*, Abb. 1–3) abgegrenzten Bereiches solcher Gesteine, während die Analysenpunkte der beiden chloritoidfreien QS von Obersaxen (Tab. 18) in wenigstens einem der genannten Diagramme ausserhalb des Bereiches chloritoidführender Metamorphite liegen. Die von P. NIGGLI (1912) aufgeführten Chloritoidschiefer-Analysen fallen nur teilweise in den Bereich chloritoidführender Gesteine G. HOSCHEKS; eine ausführliche Diskussion darüber findet sich bei F. BECKE (1916, S. 215–223).

Auf die Vermutung G. HOSCHEKS (1967 *a*, S. 127), dass der chemische Zusammensetzungsbereich chloritoidführender Gesteine von Druck und Temperatur abhängig sein könnte, wird auf S. 128 eingegangen. Für eine ausführliche Diskussion der Zusammenhänge zwischen Gesteinschemismus und Chloritoidbildung sei auf G. HOSCHEK (1967 *a*) verwiesen.

Tabelle 38: *Der Literatur entnommene Mineralreaktionen zur Chloritoidbildung*

Nr.	Mineralreaktion	Autor
1	«Sericit» + Eisenhydroxyd = Chloritoid + Quarz + KOH + Wasser	P. NIGGLI (1912)
2	Kaolinit + Eisenhydroxyd = Chloritoid + Quarz + Wasser	P. NIGGLI (1912)
3	Andalusit + Eisenhydroxyd = Chloritoid	C. E. TILLEY (1925)
4	Kaolinit + Magnetit = Chloritoid + Quarz + Wasser + O_2	A. HARKER (1939)
5	Kaolinit + Chlorit = Chloritoid + Quarz + Wasser	E.-AN ZEN (1960 *b*)
6	Pyrophyllit + Chlorit = Chloritoid + Quarz + Wasser	E.-AN ZEN (1960 *b*)
7	Chlorit + Paragonit + Quarz = Chloritoid + Albit + Wasser	E.-AN ZEN (1960 *b*)
8	Kaolinit + Gibbsit + Chamosit = Chloritoid + Wasser	L. B. HALFERDAHL (1961)
9	Diaspor + Chamosit = Chloritoid + Hercynit + Wasser	L. B. HALFERDAHL (1961)
10	Kaolinit + Chamosit = Chloritoid + Montmorillonit + Wasser	L. B. HALFERDAHL (1961)
11	Montmorillonit + Chamosit = Chloritoid + Quarz + Wasser	L. B. HALFERDAHL (1961)
12	Chlorit + Kaolinit = Chloritoid + Amesit + Quarz + Wasser	K. D. CARD (1964)
13	Granat + Chlorit = Chloritoid + Biotit	A. L. ALBEE (1965 *a*)
14	Chlorit + Muskovit = Chloritoid + Biotit	B. BAYLY (1968)

Welche Mineralreaktion führte nun zur Bildung des Chloritoides in den QS der östlichen Urseren-Zone? Infolge der Feinkörnigkeit der Ausgangsparagenesen ist ein Nachweis der tatsächlichen Bildungsreaktion von Chloritoid in niedriggradigen Metamorphiten sehr erschwert. Die in der Literatur bisher vorgeschlagenen Mineralreaktionen zur Chloritoidbildung sind in Tab. 38 zusammengestellt.

Da die meisten dieser Mineralreaktionen nicht auf mikroskopischen Beobachtungen beruhen dürften, besitzen viele dieser Vorschläge zur Chloritoidbildung eher theoretischen Wert. Setzen wir

uns kurz mit den einzelnen vorgeschlagenen Reaktionen auseinander. Reaktion (1) scheint auf den ersten Blick sinnvoll, da «Sericit» in vielen Tonschiefern und Phylliten in erheblichen Mengen vorkommt. D. H. Williamson (1953, S. 357) hat aber darauf aufmerksam gemacht, dass man dann in chloritoidführenden Gesteinen kleinere Muskovitgehalte vorfinden sollte, was aber nicht der Fall ist, wie ein Blick auf Tab. 17 zeigt. Reaktion (2), wie auch alle übrigen Reaktionen, bei denen Kaolinit bzw. Pyrophyllit an der Chloritoidbildung beteiligt ist, kommen in unserem Falle nicht in Frage, da wir in den schwach metamorphen QS der Glarner Alpen nie Kaolinit finden konnten. (Da grössere sedimentäre Faziesunterschiede auszuschliessen sind [vgl. Teil III], dürfte Kaolinit auch in den unmetamorphen QS der östlichen Urseren-Zone nie vorgelegen haben.) Wir werden auf die Gründe, die P. Niggli (1912) zur Annahme der Reaktionen (1) und (2) führten, weiter unten noch eingehen müssen, da sich seine Untersuchungen z. T. auf dasselbe Beobachtungsmaterial stützten, welches auch wir für die vorliegende Arbeit verwendeten.

Reaktion (3) kommt für die erstmalige Bildung von Chloritoid bei aufsteigender Metamorphose nicht in Frage. Reaktion (7) kann ausgeschlossen werden, weil die an dieser Reaktion beteiligten Phasen zusammen mit Phengit in den QS der östlichen Urseren-Zone eine häufige Paragenese darstellen (vgl. Tab. 17). Die Reaktionen (9) und (11) gehen von Mineralien aus, die wir in den schwach metamorphen QS der Glarner Alpen nicht feststellen konnten; es ist deshalb sehr unwahrscheinlich, dass eine dieser Reaktionen zur Chloritoidbildung in den QS der östlichen Urseren-Zone führte. Schliesslich verbleiben noch die Reaktionen (13) und (14), bei denen sich neben Chloritoid auch Biotit bildet, was aber in unserem Falle nicht zutrifft.

Zusammenfassend stellen wir fest, dass keine der in Tab. 38 vorgeschlagenen Mineralreaktionen zur Chloritoidbildung in den QS der östlichen Urseren-Zone führte. Aber auch aus unseren Dünnschliffuntersuchungen kann keine Reaktion abgeleitet werden; denn die Chloritoid-Porphyroblasten schwimmen meist in einer feinkörnigen, homogenen Grundmasse, ohne dass in der Umgebung der Einsprenglinge irgendein Mineral in systematischer Weise auftreten würde, welches Rückschlüsse auf die Bildung des Chloritoides zuliesse. Trotzdem können wir indirekt eine Reaktionsgleichung für die Chloritoidbildung in den QS der östlichen Urseren-Zone herleiten, und zwar aus den folgenden Tatsachen:

a) Von einer Ausnahme abgesehen, sind alle chloritoidführenden QS hämatitfrei, während die schwach metamorphen QS der Glarner Alpen überwiegend Hämatit enthalten. Es ist demnach klar, dass der Hämatit in den QS der östlichen Urseren-Zone hauptsächlich für die Chloritoidbildung verbraucht wurde. Eine überschlagsmässige Rechnung zeigt auch, dass sich aus dem durchschnittlichen Hämatitgehalt der QS von 5–6 Gew.-% (vgl. S. 87) höchstens 20–25 Gew.-% Chloritoid bilden lässt. Im untersuchten Garvera-Profil stellten wir in einer QS-Probe einen maximalen Chloritoidgehalt von 18–19 Gew.-% fest (vgl. Tab. 17). Dieses Resultat bestätigt unsere Ansicht, dass das für die Chloritoidbildung in den QS notwendige Eisen aus dem abgebauten Hämatit bezogen wurde.

b) Chloritoide brauchen für ihre Bildung neben hohen Eisengehalten auch hohe Aluminiumgehalte. Als Al-haltige Mineralien treten in den schwach metamorphen QS der Glarner Alpen ein Illit bis Muskovit sowie ein Al-reicher Chlorit auf (S. 45). Da wir in den Chloritoidschiefern keine Abnahme des K-Hellglimmergehaltes feststellen konnten, kann dieses Mineral nicht massgeblich an der Chloritoidbildung beteiligt gewesen sein. Aus den Feldbefunden geht hervor, dass Chloritoid vorwiegend in den höheren QS der östlichen Urseren-Zone auftritt. Anderseits konnten wir feststellen, dass der Gehalt an Al-reichem Chlorit ebenfalls in den oberen QS der Glarner Alpen am grössten ist. Überdies ist der Chlorit der chloritoidführenden Probe MF 131 ein Ripidolit, also ein Al-ärmerer Chlorit als in den schwach metamorphen QS der Glarner Alpen (P. Niggli, 1912, S. 57, stellte ebenfalls schon fest, dass als Chlorit in den Chloritoidschiefern des nordöstlichen Gotthardmassivs neben Klinochlor vor allem Ripidolit vorkommt). Daraus kann geschlossen werden, dass das für die Chloritoidbildung in den QS notwendige Aluminium aus einem Al-reichen Chlorit bezogen wurde.

Wir gelangen so zur Formulierung folgender Mineralreaktion:

$$\text{Chlorit}_1\ (=\text{Corundophyllit}) + \text{Ti-haltiger Hämatit} = \text{Chloritoid} + \text{Chlorit}_2\ (=\text{Ripidolit}) + \text{Rutil} + \text{Wasser} + O_2$$

Ob Phengit und Quarz an dieser Reaktion untergeordnet mitbeteiligt waren, kann vorderhand nicht entschieden werden.

Im folgenden wollen wir uns noch mit der Frage beschäftigen, weshalb P. NIGGLI (1912) für die Chloritoidbildung zu den beiden in Tab. 38 aufgeführten Reaktionen gelangte. Meiner Ansicht nach sind dafür hauptsächlich zwei Gründe verantwortlich: Einmal gestatteten es die damaligen Untersuchungsmethoden noch nicht, die mineralogische Zusammensetzung der schwach metamorphen QS der Glarner Alpen zu ermitteln. Wichtiger erscheint mir aber der Umstand, dass P. NIGGLI die Knotenschiefer als eine beginnende Chloritoidbildung betrachtete. Ich kann mir nur schwer vorstellen, wie eine einmal begonnene Chloritoidbildung auf halbem Wege stehen geblieben ist. Viele dieser Knötchen bestehen nun aus Chlorit, Quarz und Carbonat, weshalb P. NIGGLI (1912, S. 63) annahm, dass ein «Grossteil des Eisenoxiduls der Chloritoide aus umgewandelten Karbonaten» stamme. Ein eisenhaltiges Carbonat, mit dem damaligen Namen «Breunnerit» versehen, spielt denn auch bei allen Betrachtungen P. NIGGLIS über die Chloritoidbildung eine grosse Rolle.

Ausser in den QS kommen Chloritoidschiefer in der östlichen Urseren-Zone auch noch im unteren Lias vor. Da der schwach metamorphe Lias der Glarner Alpen keinen Hämatit führt, muss sich der Chloritoid in diesen Gesteinen auf eine andere Art gebildet haben als in den QS. Wir kennen die Reaktionsgleichung für die Chloritoidbildung in den Liasgesteinen noch nicht, doch dürften wahrscheinlich Pyrophyllit und ein eisenreicher Chlorit (entstanden aus einem 7 Å-Chamosit, vgl. Tab. 11) daran beteiligt gewesen sein.

3. Zur Bildung des Paragonits

Obwohl Na-Illit (= Brammallit) aus Sedimenten bekannt ist (F. A. BANNISTER, 1943), dürfte es sich beim Paragonit in den QS der östlichen Urseren-Zone um eine metamorphe Neubildung handeln; denn weder im unmetamorphen Keuper von Frick und Lindau noch in den schwach metamorphen QS der Glarner Alpen konnten wir je Na-Illit nachweisen. H. HARDER (1956, S. 261) glaubte zwar noch, dass Paragonit ein typisches Mineral der Mesozone sei und in epimetamorphen Phylliten fehle; aber E.-AN ZEN (1960 *a* und *b*) sowie M. J. MCNAMARA (1963) fanden Paragonit in Metamorphiten, die einen ähnlichen Metamorphosegrad aufweisen dürften wie die hier untersuchten QS der östlichen Urseren-Zone. In den von E.-AN ZEN festgestellten Paragenesen trat Paragonit nie zusammen mit Albit auf. Dieser Autor hielt es deshalb für möglich, dass sich der Paragonit auf Kosten von Albit und Kaolinit gebildet habe. Da aber in den QS der östlichen Urseren-Zone Paragonit und Albit zusammen vorkommen (vgl. Tab. 17) und Kaolinit aus den schwach metamorphen QS der Glarner Alpen unbekannt ist, kann sich der Paragonit kaum nach obiger Reaktion gebildet haben. Aus den chemischen Analysen der schwach metamorphen QS der Glarner Alpen geht hervor, dass Natrium nicht nur an Albit, sondern auch an Illit bis Muskovit gebunden sein muss (vgl. Tab. 8, Probe MF 7). Die mit Paragonit koexistierenden Phengite im Garvera-Profil sind nun nach den röntgenographisch bestimmten Basisabständen relativ Na-arme Kali-Hellglimmer. Man kann sich deshalb folgende Reaktion für die Paragonitbildung vorstellen:

$$\text{Na-haltiger Illit bis Muskovit} = \text{Paragonit} + \text{Phengit} + \text{Wasser}$$

Die Frage der Paragonitbildung in den QS wird zusätzlich kompliziert, da wir mit steigendem Metamorphosegrad eine Zunahme des Na-Gehaltes im Gesamtgestein feststellen konnten. Auf dieses Problem wird aber erst später eingegangen (vgl. S. 129).

4. Zur mineralfaziellen Stellung der Quartenschiefer der östlichen Urseren-Zone

Fig. 35 zeigt die beobachteten Mineralparagenesen in den QS der östlichen Urseren-Zone, dargestellt in den ACF- und A'KF-Diagrammen in der Darstellungsweise von H. G. F. Winkler (1965). Wie es die theoretisch abgeleiteten Phasendiagramme verlangen, kommt Chloritoid nicht zusammen mit Kalifeldspat vor (vgl. Tab. 17). Dagegen wurden im gleichen Gestein Paragonit und Kalifeldspat gefunden, obwohl diese beiden Mineralien nach E.-an Zen (1960 *b*, Fig. 3) nicht zusammen auftreten, sondern zu Muskovit und Albit reagieren (H. P. Eugster & H. S. Yoder, 1955, S. 126; H. G. F. Winkler, 1967, S. 96). Wegen der Feinkörnigkeit unserer Metamorphite und der Schwierigkeit, Phengit und Paragonit voneinander zu unterscheiden, kann nicht entschieden werden, ob sich Paragonit und Kalifeldspat unmittelbar berühren, d. h. ob sie auch tatsächlich miteinander verträglich sind.

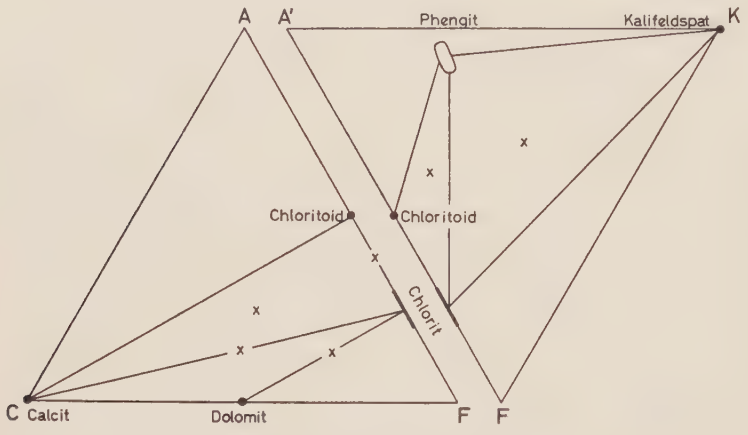


Fig. 35: Mineralparagenesen in den Quartenschiefern der östlichen Urseren-Zone, dargestellt in den ACF- und A'KF-Diagrammen nach H. G. F. Winkler (1965).

Die in den QS der östlichen Urseren-Zone ermittelten Mineralparagenesen erlauben wohl eine Zuordnung zur Grünschieferfazies, gestatten es aber nicht, zwischen der Quarz–Albit–Muskovit–Chlorit-Subfazies und der Quarz–Albit–Epidot–Biotit-Subfazies zu unterscheiden. Im direkt benachbarten Lias konnte aber E. Niggli (1944, S. 216, 218) feinschuppigen Biotit nachweisen, so dass die Gesteine der östlichen Urseren-Zone wohl innerhalb des Bereiches der Quarz–Albit–Epidot–Biotit-Subfazies liegen dürften. In den QS fehlt Biotit wahrscheinlich nur aus chemischen Gründen.

Chloritoid kommt nach H. G. F. Winkler (1967, S. 93) erstmals innerhalb der niedrigstgradigen Grünschieferfazies vor. Es stellt sich deshalb die Frage, ob man dieses Mineral nicht auch schon weiter nördlich finden sollte, als es der heute bekannte Verlauf der Chloritoid-Zone angibt. Chloritoid ist in der östlichen Urseren-Zone ausschliesslich auf Gesteine der QS und des unteren Lias beschränkt. In den geographisch gesehen nächst nördlicheren QS-Aufschlüssen, im Autochthon des östlichen Aarmassivs, finden wir heute nur noch K-reiche Tonschiefer, welche für die Chloritoidbildung aus chemischen Gründen nicht in Frage kommen (vgl. chemische Analysen in Tab. 14). Sowohl die Oberen Tonschiefer, welche lithostratigraphisch hauptsächlich den chloritoidführenden QS der östlichen Urseren-Zone entsprechen, als auch der untere Lias fehlen im Gebiet des östlichen Aarmassivs, weil sie einer liasischen Erosion zum Opfer fielen. Diese Feststellungen lassen den Schluss zu, dass die heutige Nordgrenze der Chloritoid-Zone im Gebiet des Vorderrheintals sehr wahrscheinlich keine Isograde darstellt, sondern chemisch bedingt ist.

Abschliessend sei versucht, etwas über die physikalischen Bedingungen auszusagen, die während der Metamorphose in den QS der östlichen Urseren-Zone geherrscht haben. Leider sind die unteren Stabilitätsgrenzen von Chloritoid und Paragonit, den beiden einzigen metamorphen Neubildungen in den QS der östlichen Urseren-Zone, noch nicht experimentell bestimmt worden. Hingegen lässt sich die Paragenese Muskovit–Paragonit möglicherweise als geologisches Thermometer verwenden. H. P. Eugster & H. S. Yoder (1955, S. 124) haben nämlich gezeigt, dass der Anteil des Paragonitmoleküls im Muskovit von der Bildungstemperatur des Glimmers abhängig ist, vorausgesetzt allerdings,

dass das System mit Natrium gesättigt ist (also auch Paragonit enthält). Die beiden K-Hellglimmer der Proben MF 125 und 132, welche mit Paragonit koexistieren, besitzen nach den röntgenographischen Daten in Tab. 43 11–16 Mol.-% Paragonit in fester Lösung. Dies würde einer Bildungstemperatur von 400–500 °C entsprechen (unkorrigiert für p_{H_2O} und p_{total}). Diese Temperaturen stimmen mit den Angaben von H. G. F. WINKLER (1967, S. 97) für die Quarz–Albit–Epidot–Biotit-Subfazies der Metamorphose vom Barrow-Typ überein.

In der östlichen Urseren-Zone kommen erstmals innerhalb der QS Quarzadern und -knauer vor. Es ist möglich, dass solche Quarzabsonderungen in mesozoischen Sedimenten auch schon weiter nördlich auftreten, aber in den QS des Punteglias-Gebietes konnte ich diese Erscheinungen jedenfalls noch nicht beobachten. Es ist nun bemerkenswert, dass eine solche Quarzabsonderung im Schottischen Hochland (M. J. MCNAMARA, 1965, S. 372) bei etwa demselben Metamorphosegrad einsetzt wie in den QS der östlichen Urseren-Zone. Dieser Autor schreibt nämlich: «It is clear that in the greenschist facies at the biotite isograd, segregation of quartz into veins and also into bands parallel to the foliation, in response to metamorphic differentiation processes, is a common phenomenon in both psammitic and pelitic schists» (S. 373). Aus den experimentellen Untersuchungen über das System SiO_2–H_2O schloss M. J. MCNAMARA (1965, S. 374), dass für das Auftreten der Quarzabsonderungen Temperaturen von 200–300 °C vorhanden gewesen sein müssen. Im Vergleich zu den weiter oben genannten Werten fallen diese Temperaturangaben also viel niedriger aus. Aber sowohl nach W. E. TRÖGER (1963, Abb. 5) als auch nach A. HIETANEN (1967, Fig. 1) liegt die Biotit-Zone im Temperaturbereich von etwa 300–350 °C, und nach F. J. TURNER (1968, S. 118) dürfte sich Biotit bei einigen kb Wasserdruck bei Temperaturen zwischen 300 und 400 °C bilden. Nach diesen Angaben wäre es also wahrscheinlicher, dass die Metamorphose der QS in der östlichen Urseren-Zone bei Temperaturen um 300 °C oder wenig darüber stattgefunden hätte.

Noch schwieriger ist es, Angaben über den Druck zu machen. Man kann vorderhand höchstens schätzen, dass der Gesamtdruck im Vergleich zu demjenigen in den südlichen Glarner Alpen (S. 111) etwa 3–4 kb betragen haben dürfte.

C. Die epi- und mesometamorphen Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes

Leider klafft zwischen der östlichen Urseren-Zone im Norden und dem Lukmanier-Gebiet im Süden eine ca. 10 km breite Zone, in welcher QS fehlen. Es ist uns deshalb nicht möglich, etwas zum noch weitgehend ungelösten Problem der Biotitbildung (E. H. BROWN, 1967, S. 274; M. J. MCNAMARA, 1966) beizutragen. Dieses Mineral fehlt in den QS der östlichen Urseren-Zone entweder aus chemischen und/oder physikalischen Gründen, ist aber in den QS des Lukmanier-Gebietes weit verbreitet.

Granat konnte in den QS erst bei der Staurolith-Isograde festgestellt werden; im Lias tritt aber dieses Mineral schon vorher auf (vgl. Fig. 51, S. 143). Da wir in den QS zu wenig Beobachtungsmaterial über die Granatbildung besitzen, wird hier ebenfalls nicht dazu Stellung genommen. Hingegen ist es uns möglich, etwas über die Bildung von Disthen, Staurolith und Hornblende in den QS auszusagen.

1. Zur Bildung des Disthens

Disthen ist in den QS des Lukmanier-Gebietes sehr weit verbreitet und tritt in ganz verschiedenen Paragenesen auf (vgl. Tab. 47). Es besteht daher auch keine grosse Abhängigkeit zwischen dem Auftreten des Disthens und dem Chemismus des Gesamtgesteins (vgl. Fig. 36 a–c); so ist z. B. eine QS-Probe mit den Niggliwerten al = 10, fm = 48, c = 40½ und alk = 1½ noch disthenführend (L. J. KRIGE, 1918, S. 646). Dies ist leicht verständlich, besteht doch Disthen fast nur aus den beiden Oxyden SiO_2 und Al_2O_3; freier Quarz ist aber in den QS immer vorhanden, so dass das Erscheinen

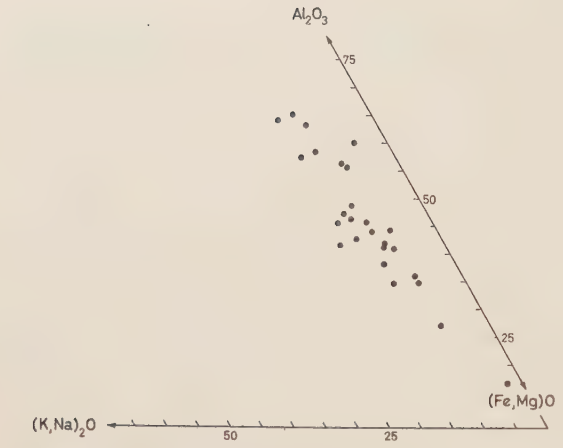


Fig. 36a: Chemismus disthenführender Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes, dargestellt im aknf-Diagramm. Analysen aus P. NIGGLI (1929) und vom Autor.

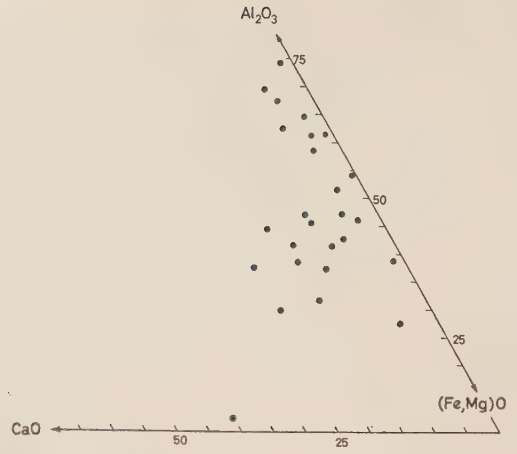


Fig. 36b: Chemismus disthenführender Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes, dargestellt im acf-Diagramm. Analysen aus P. NIGGLI (1929) und vom Autor.

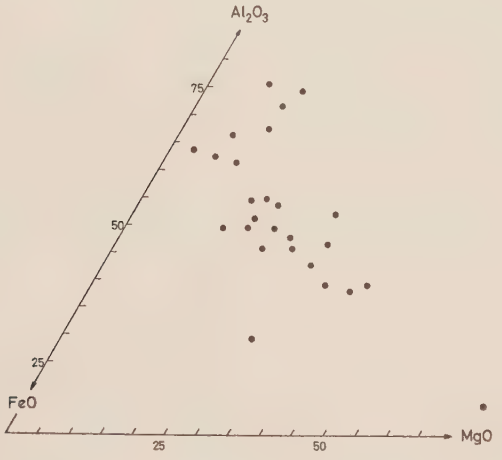


Fig. 36c: Chemismus disthenführender Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes, dargestellt im afm-Diagramm. Analysen aus P. NIGGLI (1929) und vom Autor.

des Disthens bei geeigneten physikalischen Bedingungen allein von einer Reaktion abhängig ist, bei welcher Al_2O_3 frei wird.

Tab. 39 enthält der Literatur entnommene Mineralreaktionen zur erstmaligen Disthenbildung bei aufsteigender Metamorphose. Mineralreaktionen, an denen Staurolith beteiligt ist, wurden nicht berücksichtigt, da Disthen in den QS früher erscheint als Staurolith (vgl. Paragenese (14) in Tab. 47).

Wie im folgenden gezeigt wird, muss für die Disthenbildung in den QS mehr als nur eine einzige Reaktion verantwortlich gemacht werden. Am wichtigsten dürfte eine Mineralreaktion gewesen sein, die grosse Ähnlichkeit mit Reaktion (3) in Tab. 39 aufweist und die wie folgt hergeleitet werden kann: Vergleichen wir die beiden in Tab. 40 aufgeführten, chemisch beinahe identischen QS-Analysen, welche aber einen verschiedenen Mineralbestand aufweisen; Probe MF 101 stammt aus dem Nordteil der Scopi-Mulde und liegt etwa 1 km ausserhalb der Disthen-Zone, wogegen Probe Nr. 4 (P. NIGGLI, 1929) von Frodalera kommt und etwa 4–5 km innerhalb derselben Zone liegt. In Probe MF 101 ist Aluminium an Phengit und Muskovit (vgl. S. 62), Biotit und einen sehr Al-reichen Chlorit gebunden (vgl. Tab. 25). Wie dieser Corundophyllit entstanden ist, wissen wir vorderhand noch nicht.

Probe Nr. 4 enthält nun als Al-haltige Mineralien neben Muskovit und Biotit auch noch Disthen, aber keinen Chlorit mehr. Der Corundophyllit wurde offensichtlich zur Disthenbildung verbraucht, und das dabei frei werdende Fe und Mg des Chlorites reagierte mit K-Hellglimmer zu Biotit. Wir gelangen so zu folgender Reaktion für die Disthenbildung in den QS des Lukmanier-Gebietes:

K-Hellglimmer + Corundophyllit + Quarz = Disthen + Biotit + Wasser

Tabelle 39: *Der Literatur entnommene Mineralreaktionen zur erstmaligen Disthenbildung bei aufsteigender Metamorphose*

Nr.	Mineralreaktion	Autor
1	Pyrophyllit = Disthen + Quarz + Wasser	G.H. Francis (1956)
2	Paragonit + Quarz = Disthen + Albit + Wasser	G.H. Francis (1956)
3	Muskovit + Klinochlor = Disthen + Phlogopit + Quarz + Wasser	J.J. Fawcett (1964)
4	Chloritoid + Quarz = Disthen + Almandin + Wasser	A.L. Albee (1965 *a*)
5	Chloritoid + Chlorit + Muskovit = Disthen + Biotit + Quarz + Wasser	A.L. Albee (1965 *a*)
6	Chloritoid + Cordierit + Muskovit = Disthen + Biotit + Quarz + Wasser	A.L. Albee (1965 *a*)
7	Almandin + Chlorit + Muskovit = Disthen + Biotit + Quarz + Wasser	A.L. Albee (1965 *a*)
8	Dolomit + Muskovit + Quarz = Disthen + Phlogopit + Calcit + CO_2	E. Justin-Visentin (1967)
9	Muskovit + Biotit I + Quarz = Disthen + Phengit + Biotit II	B. Velde (1967 *b*)
10	Muskovit + Chlorit I + Quarz = Disthen + Phengit + Chlorit II	B. Velde (1967 *b*)
11	Chloritoid + O_2 = Disthen + Magnetit + Wasser	J. Ganguly (1968)
12	Almandin + O_2 = Disthen + Magnetit + Quarz	J. Ganguly (1968)

Tabelle 40: *Zur Herleitung einer Reaktion für die Disthenbildung in den QS: Mineralogischer Vergleich zweier chemisch fast identischer QS-Proben nördlich und südlich der Disthen-Isograde*

	Probe MF 101 Nordteil Scopi-Mulde Grünschieferfazies	*Probe Nr. 4* (P. Niggli, 1929) Frodalera Amphibolitfazies
Chemismus (Niggliwerte)	si = 257 al = 45½ fm = 37 c = 2½ alk = 15 mg = 0,48 k = 0,90	si = 196 al = 44 fm = 38 c = 3½ alk = 14½ mg = 0,48 k = 0,78
Mineralbestand (in Gew.-%)	Phengit und Muskovit 50 Biotit 5 Corundophyllit 7 Quarz 33 Albit 3	Muskovit Biotit Disthen Quarz Plagioklas?

Eine Stütze für diese abgelaufene Reaktion ist weiterhin die Tatsache, dass Disthen in 34 verschiedenen QS-Paragenesen des Lukmanier-Gebietes mit Biotit vergesellschaftet ist (vgl. Tab. 47). Nur in 4 Paragenesen kommt Disthen nicht zusammen mit Biotit vor; in diesen Fällen muss eine andere als die oben angeführte Mineralreaktion zur Disthenbildung geführt haben, die wir aber noch nicht kennen.

2. Zur Bildung des Staurolithes

Staurolith benötigt zu seiner Bildung einen ähnlich beschränkten Gesteinschemismus wie chloritoidführende Metamorphite. Dies geht schon aus den Feldbeobachtungen in der östlichen Piora-Mulde hervor, wo makroskopisch erkennbarer Staurolith auf die QS im Übergangsbereich zum Lias beschränkt ist, d.h. auf dieselben lithostratigraphischen Horizonte, welche in der östlichen Urseren-Zone reich an chloritoidführenden Gesteinen sind.

In Fig. 37 a–c sind alle bisher analysierten QS des Lukmanier-Gebietes sowie fünf QS-Analysen der Val Formazza eingetragen, die alle im Bereich der Amphibolitfazies liegen. Von 12 staurolithführenden QS liegen 8 in allen drei Diagrammen innerhalb des von G. Hoschek (1967 *a*, S. 134) abge-

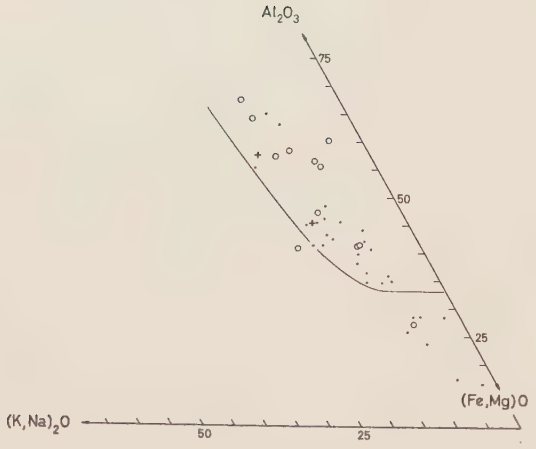


Fig. 37a: aknf-Diagramm.

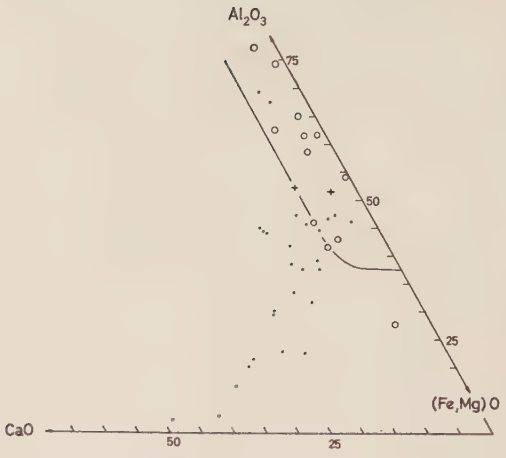


Fig. 37b: acf-Diagramm.

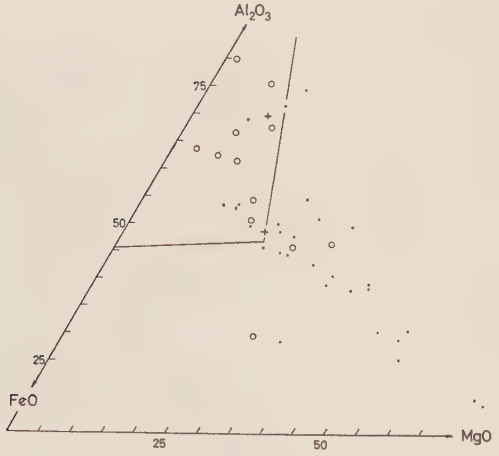


Fig. 37c: afm-Diagramm.

o = staurolithführende Quartenschiefer
• = staurolithfreie Quartenschiefer der unteren Amphibolitfazies
+ = staurolithfreie Gesteine der unteren Amphibolitfazies, welche in den Fig. 37a–c innerhalb des Bereichs staurolithführender Gesteine liegen
— = Bereich staurolithführender Metamorphite nach G. Hoschek (1967 *a*)

Analysen aus P. Niggli (1929) und vom Autor für das Lukmanier-Gebiet, aus E. Justin-Visentin (1967) für 5 Analysen des Formazza-Tals.

grenzten Bereiches für solche Gesteine. Drei der vier Metamorphite, die dieser Forderung in Fig. 37 nicht genügen, sind sehr grobporphyroblastisch; es ist daher möglich, dass das inhomogene Analysenmaterial dafür verantwortlich ist, dass die dargestellten Punkte nicht den chemischen Zusammensetzungsbereich der staurolithführenden Gesteinspartien wiedergeben. Von den 31 staurolithfreien QS liegen nur 2 Analysenpunkte in allen drei Diagrammen der Fig. 37 innerhalb des Bereiches staurolithführender Metamorphite; dies zeigt, dass tatsächlich eine starke Abhängigkeit zwischen Gesteinschemismus und dem Auftreten von Staurolith besteht. Für eine ausführlichere Diskussion dieser Zusammenhänge sei auf G. Hoschek (1967 *a*) verwiesen.

Die Staurolithbildung ist eine der wenigen Mineralneubildungen in den QS, welche man mikroskopisch mehr oder weniger direkt verfolgen kann. Staurolith kommt nämlich in verschiedenen Gesteinen des Lukmanier-Gebietes zusammen mit Chloritoid vor; diese eher seltene, aber bemerkenswerte Mineralparagenese wurde durch die Beschreibungen von W. van Holst (1913) und L. J. Krige (1918) weit herum bekannt.

Die in der Literatur bisher vorgeschlagenen Mineralreaktionen zur Staurolithbildung sind in Tab. 41 zusammengestellt. Daraus ist ersichtlich, dass bei der Entstehung des Staurolithes in den meisten Fällen Chloritoid mitbeteiligt ist. Die texturellen Beziehungen zwischen koexistierendem Chloritoid und Staurolith lassen nun in den QS folgende Beobachtungen und Folgerungen zu:

a) Dort wo der Chloritoid vom Staurolith «aufgefressen» wird, bildet sich fast immer Biotit (vgl. Fig. 38). Dieses Mineral konnte in chloritoidführenden QS nie beobachtet werden, was leicht verständ-

lich ist; denn in einem AKF-Diagramm schneidet die Verbindungslinie Chloritoid–Biotit diejenige von Chlorit–Muskovit (vgl. Fig. 50), und die beiden letztgenannten Mineralien sind in unseren untersuchten Chloritoidschiefern immer reichlich vorhanden. Dagegen tritt Biotit in 23 von 25 staurolithführenden QS-Paragenesen auf (vgl. Tab. 47); aus einem AKF-Diagramm erkennt man, dass Staurolith und Biotit auch tatsächlich miteinander verträglich sind. Das bei der Biotitbildung notwendige Kalium dürfte aus dem Muskovit stammen, da dies in den Chloritoidschiefern das einzige K-haltige Mineral darstellt (Kalifeldspat ist nach dem AKF-Diagramm der Fig. 35 nicht zusammen mit Chloritoid und Chlorit verträglich).

b) Häufig findet man in Staurolithkristallen Pseudomorphosen von Quarz nach Chloritoid in Rosettenform (vgl. Fig. 39), eine Erscheinung, welche auch W. SCHREYER & G. A. CHINNER (1966) erwähnen. Unter günstigen Umständen kann man diese Chloritoid-Pseudomorphosen sogar noch in Staurolithen von Frodalera–Brönich beobachten, also etwa 5 km südlich der Staurolith-Isograde. Dies weist darauf hin, dass bei der Staurolithbildung Quarz frei wurde.

Die mikroskopischen Untersuchungen führen uns so zur Formulierung folgender, erst vorläufiger Mineralreaktion für die Staurolithbildung in den QS: Chloritoid + Muskovit = Staurolith + Biotit + Quarz + Wasser. Wie man aber aus Reaktion (2) in Tab. 41 ersehen kann, wird bei dieser Umsetzung Quarz verbraucht, was im Widerspruch zu unseren mikroskopischen Beobachtungen steht. Setzen wir in obiger Reaktionsgleichung die Mineralformeln der beteiligten Phasen ein (chemische Zusammensetzung von koexistierendem Chloritoid und Staurolith der Probe MF 161 aus

Tabelle 41: *Der Literatur entnommene Mineralreaktionen zur Staurolithbildung bei aufsteigender Metamorphose*

Nr.	Mineralreaktion	Autor
1	Chloritoid + Chlorit + Sericit + Quarz = Staurolith + Biotit + Disthen + (Wasser)*	W. VAN HOLST (1913)
2	Chloritoid + Muskovit + Quarz = Staurolith + Biotit + Wasser	C. E. TILLEY (1925)
3	Chloritoid + Disthen = Staurolith + Quarz + Wasser	A. HARKER (1939)
4	Chloritoid = Staurolith + Quarz + Eisenoxyd + Wasser	A. HARKER (1939)
5	Chlorit a + Kaolinit = Staurolith + Chlorit b + Wasser	H. RAMBERG (1952)
6	Granat a + Disthen + (Wasser)* = Staurolith + Granat b	H. RAMBERG (1952)
7	Chloritoid + Disthen + Hercynit = Staurolith + Wasser	L. B. HALFERDAHL (1961)
8	Chloritoid + Quarz = Staurolith + Almandin + Wasser	L. B. HALFERDAHL (1961)
9	Chloritoid = Staurolith + Almandin + Hercynit + Wasser	L. B. HALFERDAHL (1961)
10	Almandin + Chlorit + Muskovit = Staurolith + Biotit + Quarz + Wasser	A. L. ALBEE (1965 *a*)
11	Chloritoid + Chlorit + Muskovit = Staurolith + Biotit + Quarz + Wasser	A. L. ALBEE (1965 *a*)
12	Chloritoid + Cordierit + Muskovit = Staurolith + Biotit + Quarz + Wasser	A. L. ALBEE (1965 *a*)
13	Chlorit a + Disthen = Staurolith + Chlorit b + Quarz + Wasser	K. R. CHAKRABORTY & S. K. SEN (1967)
14	Chlorit = Staurolith + Eisenoxyd + Wasser	K. R. CHAKRABORTY & S. K. SEN (1967)
15	Chlorit + Quarz = Staurolith + Almandin + Eisenoxyd + Wasser	K. R. CHAKRABORTY & S. K. SEN (1967)
16	Muskovit + Eisenoxyd = Staurolith + K_2O + Quarz + Wasser	A. HIETANEN (1967)
17	Chloritoid + Chlorit + Quarz = Staurolith + Almandin + Wasser	G. HOSCHEK (1967 *a*)
18	Chloritoid + Muskovit = Staurolith + Biotit + Almandin + Wasser	G. HOSCHEK (1967 *a*)
19	Chlorit + Muskovit = Staurolith + Biotit + Disthen + Wasser	G. HOSCHEK (1967 *a*)
20	Chloritoid + Almandin + Disthen = Staurolith + Magnetit + Quarz + Wasser	J. GANGULY (1968)
21	Chloritoid + Quarz + O_2 = Staurolith + Almandin + Magnetit + Wasser	J. GANGULY (1968)
22	Chloritoid + Disthen + Quarz = Staurolith + Almandin + Wasser	J. GANGULY (1968)
23	Chloritoid + O_2 = Staurolith + Magnetit + Quarz + Wasser	J. GANGULY (1968)

* Vom Autor hinzugefügt.

Tab. 26 und 27; Mg/Fe-Verhältnis des Biotits wie in der staurolithführenden Probe MF 315 angenommen, siehe Tab. 24; der K-Hellglimmer der Probe MF 161 wurde bis jetzt noch nicht analysiert, doch spielt seine Zusammensetzung für die folgende Überlegung keine wesentliche Rolle), so sieht man, dass für die Biotitbildung zu wenig Mg vorhanden ist. Da als einziges Mg-haltiges Mineral, welches an der oben genannten vorläufigen Reaktionsgleichung noch nicht beteiligt ist, nur Chlorit in Frage kommt, ergibt sich folgende Mineralreaktion für die Staurolithbildung:

Chloritoid + Chlorit + Muskovit = Staurolith + Biotit + Quarz + Wasser

Wie schon erwähnt, gibt es in den QS des Lukmanier-Gebietes zwei staurolithführende Paragenesen ohne Biotit. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass nicht aller Staurolith nach obiger Reaktionsgleichung entstanden ist. Da in den beiden fraglichen Paragenesen sowohl Staurolith als auch Almandin als Hauptgemengteile auftreten, könnte eine der Reaktionen (8), (17) oder (22) aus Tab. 41 abgelaufen sein. Um diese Frage abzuklären, sind aber weitere mineralogisch-geochemische Untersuchungen notwendig.

Ebenfalls ungelöst ist vorläufig die Frage, ob an den Reaktionen zur Staurolithbildung Sauerstoff mitbeteiligt ist, wie dies J. GANGULY (1968) annimmt (vgl. Reaktionen (21) und (23) in Tab. 41);

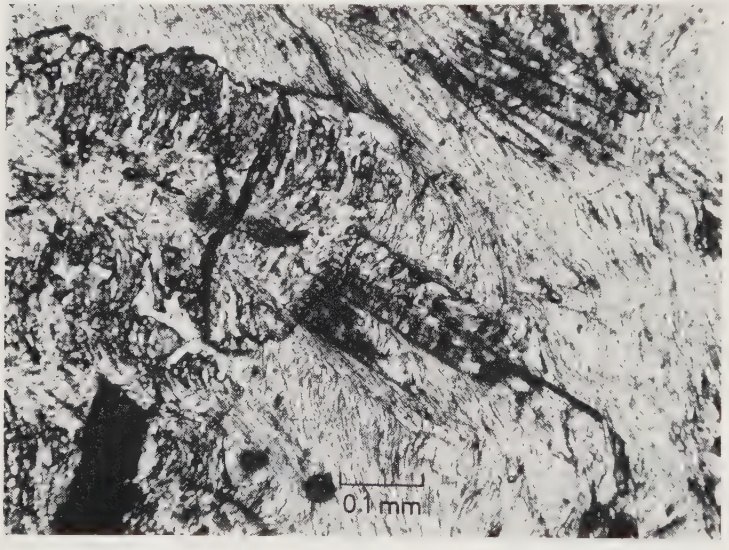


Fig. 38: Chloritoid und Staurolith in der gleichen Probe MF 161. Anstelle des früher vorhandenen Chloritoides bildete sich im Innern des Staurolithes Biotit.

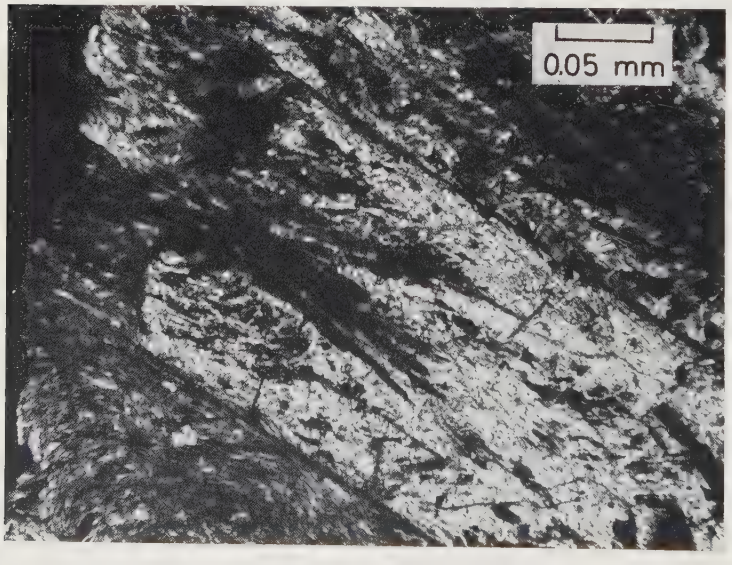


Fig. 39: Pseudomorphose von Quarz nach Chloritoid (Rosettenform, in Dunkelstellung) in Staurolith. Dünnschliff MF 161 von Casaccia.

dann wären unsere Reaktionsgleichungen nicht nur von Temperatur, Gesamtdruck und dem Partialdruck des Wassers abhängig, sondern zusätzlich auch noch vom Partialdruck des Sauerstoffs.

3. Zur Bildung der Hornblende

Wenn man von den Hornblende-Funden im Val Casatscha absieht – es handelt sich hier übrigens noch um eine aktinolithreiche Hornblende, vgl. Tab. 29 –, so tritt Hornblende (im Sinne von W. A. Deer et al., 1963, S. 263) in den QS erstmals und häufig in der Piora-Mulde auf. Die meist garbenförmige Hornblende ist in Paragenesen anzutreffen, welche überwiegend Biotit, Plagioklas und Epidot enthalten, daneben erstaunlicherweise aber auch relativ häufig Disthen und/oder sogar Staurolith (vgl. Tab. 47). Wir werden darauf später noch eingehen (siehe S. 137).

Zwischen dem Auftreten der Hornblende und dem Chemismus des Gesamtgesteins besteht in den QS eine ziemlich grosse Abhängigkeit, wie Fig. 40a–c zeigt. Die 12 hornblendeführenden Analysenpunkte belegen in allen drei Diagrammen beschränkte Bereiche, welche sich wie folgt durch die Niggli-Werte umschreiben lassen: al mittelgross bis gross (20½ bis 40½), fm hoch (33½ bis 51½) mit mg um 0,5, c mittelgross (6½ bis 22), sowie alk normal (6–14), wobei k meist $<0{,}5$. Von den 32 analysierten, hornblendefreien QS der niedriggradigen Amphibolitfazies liegen nur 2 Analysenpunkte in allen drei Diagrammen der Fig. 40 innerhalb des Bereiches der 12 hornblendeführenden Metamorphite.

In der Literatur stösst man nur auf äusserst spärliche Angaben über die Hornblendebildung in ehemals mergeligen Sedimenten bei progressiver Metamorphose (vgl. Tab. 42).

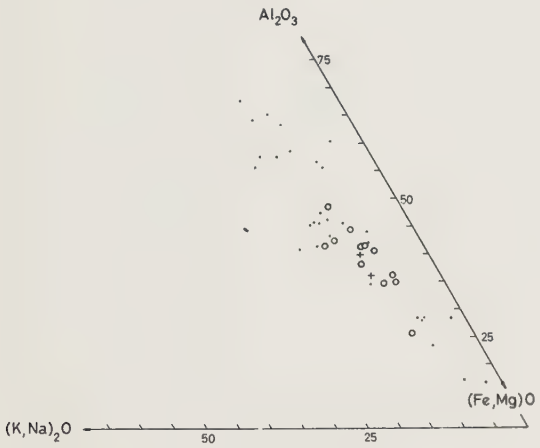


Fig. 40a: aknf-Diagramm.

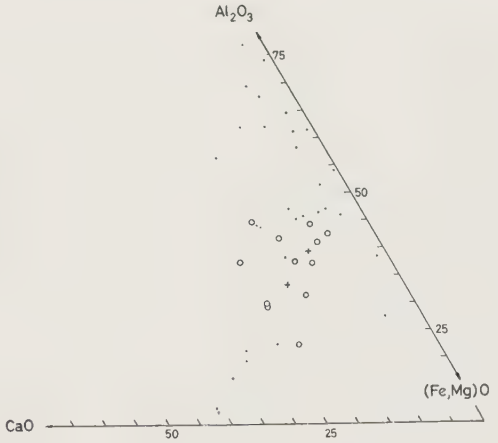


Fig. 40b: acf-Diagramm.

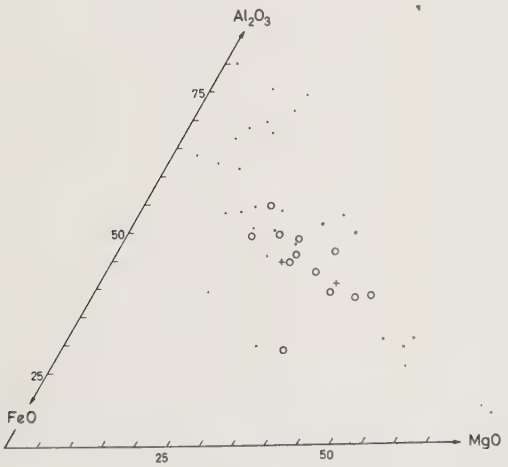


Fig. 40c: afm-Diagramm.

o = hornblendeführende Quartenschiefer
• = hornblendefreie Quartenschiefer der höchstgradigen Grünschieferfazies und der niedriggradigen Amphibolitfazies
+ = hornblendefreie Quartenschiefer desselben Metamorphosegrades, welche in den Fig. 40a–c innerhalb des Bereichs hornblendeführender Quartenschiefer liegen.

Analysen aus P. Niggli (1929) und vom Autor für das Lukmanier-Gebiet, aus E. Justin-Visentin (1967) für 5 Analysen des Formazza-Tals.

Tabelle 42: *Der Literatur entnommene Mineralreaktionen zur Hornblendebildung in ehemals mergeligen Sedimenten bei aufsteigender Metamorphose*

Nr.	Mineralreaktion	Autor
1	Tremolit + Chlorit + Epidot + Quarz ⟷ Hornblende + Wasser	F. Shidô, 1958
2	Tremolit + Chlorit + Quarz = Hornblende + Antophyllit + Wasser	H.G.F. Winkler, 1967

Einen wichtigen Anhaltspunkt für den Ablauf der Mineralreaktion bei der Hornblendebildung in den QS gewinnen wir aus Fig. 41; diese zeigt einen Hornblendekranz um eine Dolomitknolle, wie sie in den schwach metamorphen QS der Glarner Alpen häufig vorkommen. Die Begrenzungen vom Hornblenderand zum Dolomit und zum Garbenschiefer sind scharf, was im Einklang mit andern, ähnlichen Naturbeobachtungen steht und worüber sich J. B. Thompson (1959) vom theoretischen Standpunkt aus geäussert hat. Aus Fig. 41 geht hervor, dass Dolomit massgeblich an der Hornblendebildung beteiligt gewesen sein muss. Indirekt kann dies auch aus den chemischen Analysen der hornblendeführenden QS ersehen werden: Während nämlich im schwach- und unmetamorphen Keuper fast alles Ca an Dolomit gebunden ist, sind die hornblendeführenden QS praktisch carbonatfrei, so dass das Ca und Mg des Dolomits zur Hornblendebildung verwendet werden konnte. Auf die dabei stattfindende CO_2-Entgasung wird auf S. 130 eingegangen.

Neben Dolomit dürfte auch Albit an der Mineralreaktion zur Hornblendebildung beteiligt gewesen sein, wobei sich der Albit in Plagioklas (Oligoklas bis Andesin) umwandelte und das dabei frei werdende Na in die Hornblende eingebaut wurde. Das zur Hornblendebildung notwendige Fe wurde wahrscheinlich aus einem Chlorit bezogen, weil dieses Mineral in hornblendeführenden Metamorphiten der Piora-Mulde fehlt, aber in chemisch entsprechenden, hornblendefreien QS der Grünschieferfazies weit verbreitet ist. Wir gelangen so zu folgender, vorläufiger Reaktionsgleichung: Dolomit + Chlorit + Albit = Hornblende + Plagioklas + Wasser + CO_2. Ausser dem Chlorit sind die Zusammensetzungen aller beteiligten Phasen bekannt. Eine rechnerische Bilanz zeigt sofort (sowohl bei Annahme eines extrem Fe-reichen als auch bei einem extrem Mg-reichen Chlorit), dass auf der linken Seite unserer obigen Umsetzung noch ein weiteres Ca-haltiges Mineral anwesend sein muss, wenn die Reaktionsgleichung aufgehen soll; denn in unseren Hornblenden beträgt das Mol-Verhältnis Mg:Ca etwa 4:3, im Dolomit aber nur 1:1. Als Ca-Lieferant kommt ein Mineral der Epidot-Gruppe in Frage, wodurch die Reaktionsgleichung zur Hornblendebildung in den QS wie folgt geschrieben werden kann:

Dolomit + Chlorit + Albit + Epidot = Hornblende + Plagioklas + Wasser + CO_2

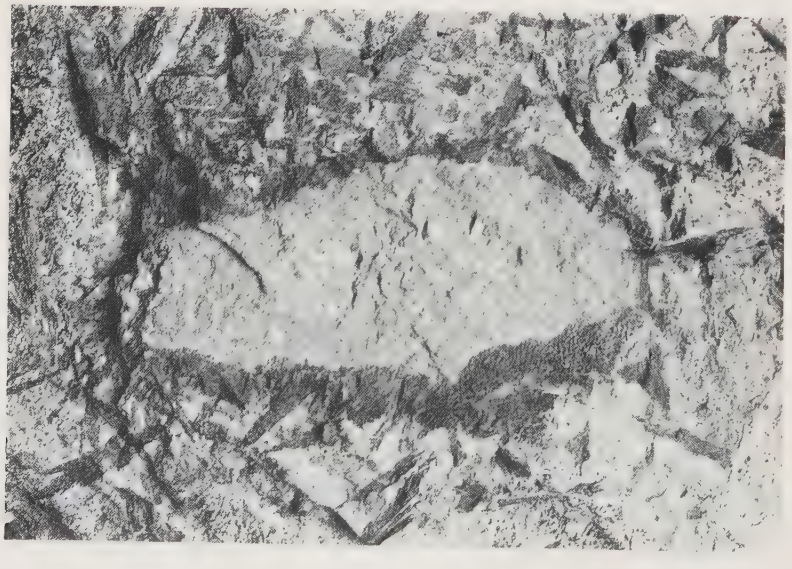


Fig. 41: Hornblendekranz um Dolomitknolle in den Quartenschiefern von Frodalera. Grösster Durchmesser der Knolle 18 cm.

Je nach der Zusammensetzung des Chlorits nimmt an der Reaktion auch noch Quarz teil.

Wie wir gesehen haben, beruht eine so komplizierte Mineralreaktion auf einigen Hypothesen; dies dürfte auch einer der Gründe sein, warum wir in der Literatur auf so wenige Angaben über die Hornblendebildung in ehemals mergeligen Sedimenten bei progressiver Metamorphose gestossen sind.

4. Änderungen des Mineralchemismus mit steigendem Metamorphosegrad

Bei der Besprechung der einzelnen Minerale in Teil II (S. 60–72) wurde auf die Abhängigkeiten des Mineralchemismus vom Gesteinschemismus und der Paragenese hingewiesen. Im folgenden soll untersucht werden, ob darüber hinaus auch noch Änderungen des Mineralchemismus mit steigendem Metamorphosegrad festgestellt werden können. Es sei noch einmal mit aller Deutlichkeit festgehalten, dass keine Aussagen über gesetzmässige Änderungen im Chemismus eines einzelnen Minerals gemacht werden dürfen, wenn nicht gleichzeitig auch der Gesteinschemismus und die Mineralparagenese berücksichtigt werden. Da wir erst über wenige geochemische Resultate verfügen, besitzen die folgenden Aussagen vorläufigen Wert und bedürfen in vielen Fällen noch einer auf breiterer Grundlage angelegten Bestätigung.

Auf die Zunahme des Ti-Gehaltes im Hämatit mit steigendem Metamorphosegrad im Übergangsbereich Zeolithfazies–Grünschieferfazies wird hier nicht mehr eingegangen, sondern auf den entsprechenden Abschnitt auf S. 103 verwiesen.

a) Albit–Plagioklas: Im Nordteil der Scopi-Mulde kommt in den QS zusammen mit Hornblende und Epidot nur Albit, aber noch kein An-reicherer Plagioklas vor. 5–6 km weiter südlich, bei Frodalera, tritt ebenfalls mit Hornblende und Epidot vergesellschaftet Oligoklas bis Andesin auf. Während wir uns also im nördlichen Teil der Scopi-Mulde noch in der Grünschieferfazies befinden, gehört die Piora-Mulde bei Frodalera schon ganz der Almandin–Amphibolitfazies im Sinne von H. G. F. Winkler (1967, S. 103) an. Unsere Ergebnisse stimmen damit grundsätzlich mit jenen von E. Wenk (1962 *a*) überein. Dieser Autor gibt zwar für das Lukmanier-Gebiet durchwegs etwas höhere An-Gehalte an, doch verwendete E. Wenk die Paragenese Plagioklas–Calcit, und nicht wie in unserem Falle die Vergesellschaftung von Plagioklas mit Hornblende und Epidot. Für das Simplon-Gebiet fand N. D. Chatterjee (1961, Plate 3) in der Paragenese Plagioklas–Epidot ebenfalls systematisch kleinere An-Gehalte als E. Wenk.

b) Kali-Hellglimmer: Aus den wenigen vorhandenen Daten kann bis jetzt gesagt werden, dass der K-Hellglimmer in den QS mit zunehmender Metamorphose folgende Veränderung durchmacht (vgl. Fig. 42):

Illit ⟶ Phengit ⟶ Muskovit

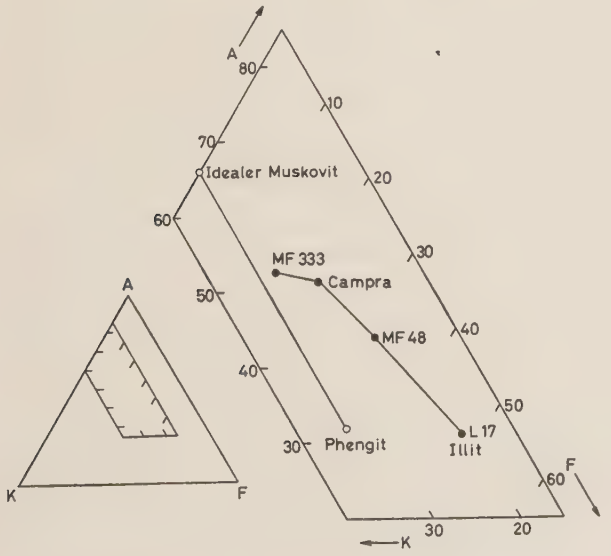


Fig. 42: Entwicklung des Kali-Hellglimmers bei der Metamorphose der Quartenschiefer. 4 Analysen dargestellt im AKF-Diagramm. L 17: Illit aus der Bohrung Lindau; MF 48: Phengit von Limmernboden; Probe Campra und MF 333: Muskovite des Lukmanier-Gebietes.

Und zwar gilt dieser Sachverhalt für chemisch sehr ähnliche Sedimente, welche aber unterschiedliche Mineralparagenesen aufweisen; da aber letztere ebenfalls vom Metamorphosegrad abhängig sind, dürfte die chemische Zusammensetzung des Phengits Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen zulassen (B. VELDE, 1965 *a*, 1967 *a*), worauf wir später eingehen werden. Nach den bisherigen Beobachtungen dürfte Phengit in den QS mindestens im ganzen Bereich der Grünschieferfazies auftreten, während in der Piora- und Molare-Mulde dann sicherer Muskovit vorkommt. Unsere Resultate stimmen gut mit denjenigen von S. GRAESER & E. NIGGLI (1967) überein, obwohl diese Autoren von K-Hellglimmern aus Gesteinen granitischer Zusammensetzung ausgingen. Dass mit ansteigender Metamorphose Phengite von Muskoviten abgelöst werden, haben übrigens in letzter Zeit verschiedene Arbeiten bestätigt (u.a. R.S.J. LAMBERT, 1959, S.561; M.L. CRAWFORD, 1966, Table 3; B.M.C. BUTLER, 1967, Fig.3).

c) Muskovit–Paragonit: Sowohl Syntheseversuche (H.P. EUGSTER & H.S. YODER, 1955; H.P. EUGSTER, 1956; J.T. IIYAMA, 1964) als auch experimentelle Arbeiten an natürlichen, koexistierenden K- und Na-Hellglimmern (J.L. ROSENFELD et al., 1958; E.-AN ZEN & A.L. ALBEE, 1964) haben gezeigt, dass dieses Mineralpaar als geologisches Thermometer und deshalb als Metamorphoseanzeiger verwendet werden kann. Da das Mineralpaar Muskovit– (bzw. Phengit–) Paragonit in den QS relativ häufig angetroffen wurde (siehe Tab.17 und 19), war es naheliegend, dass wir uns mit dieser Frage ebenfalls auseinandersetzten.

Die röntgenographischen Untersuchungen wurden entsprechend den Angaben von E.-AN ZEN & A.L. ALBEE (1964, S.908) mit einem Philips-Diffraktometer durchgeführt (Cu-K_α-Strahlung, 40 kV, 22 mA; Goniometer ¼° pro Min ; Papiervorschub 800 mm/Std.; Zeitkonstante: 2 Sek.). Die ersten Basisreflexe von Muskovit und Paragonit konnten wegen der relativ geringen Paragonitmengen nicht aus dem (0010)-Reflex bestimmt werden; die Verwendung des (006)-Reflexes hatte aber den Vorteil, dass die (101)-Linie des Quarzes, welcher als interner Standard verwendet wurde, sehr nahe bei den zu bestimmenden (006)-Basisreflexen der Hellglimmer lag. Jeder Reflex wurde mindestens fünfmal bei ansteigenden 2θ-Werten gemessen; der Messfehler («standard deviation») beträgt für die ersten Basisreflexe d(002) im Mittel ±0,003 Å.

Tab.43 zeigt die gemessenen d(002)-Werte für 6 koexistierende Muskovit–Paragonit-Paare aus den QS, während die Daten von 2 Proben vom P. Forno E.-AN ZEN & A.L. ALBEE (1964) entnommen wurden. Die Proben sind mit steigendem Metamorphosegrad angeordnet. Je zwei QS-Proben stam-

Tabelle 43: *d(002)-Daten koexistierender Muskovite und Paragonite*

Probe-Nr.	Lokalität	d(002)-Muskovit	d(002)-Paragonit	Differenz	Mol.-% Paragonit im Muskovit nach		Metamorphe Zone
					1*	2**	
MF 125	Garvera	9,970 Å	9,613 Å	0,357±0,003	15,0	15,8	Biotit
MF 132	Garvera	9,981 Å	9,622 Å	0,359±0,002	12,4	11,4	Biotit
MF 160	Casaccia	9,946 Å	9,618 Å	0,328±0,003	20,6	23,6	Staurolith-Isograde
MF 161	Casaccia	9,938 Å	9,621 Å	0,317±0,003	22,5	25,5	Staurolith-Isograde
MF 315	Brönich	9,929 Å	9,640 Å	0,289±0,003	24,6	27,4	Staurolith
MF 333	P. Molare	9,931 Å	n.d.	—	24,1+	27,0+	Staurolith
E.-AN ZEN & A.L. ALBEE, 1964	P. Forno	9,892 Å	9,649 Å	0,243	33,2	31,3	Staurolith
E.-AN ZEN & A.L. ALBEE, 1964	P. Forno	9,888 Å	9,647 Å	0,241	34,2	31,3	Staurolith

* E.-AN ZEN & A.L. ALBEE, 1964.
** C.V. GUIDOTTI & K.E. CRAWFORD, 1967.
\+ Chemisch ermittelt = 26 Mol.-% Paragonit (ohne Abzug für Verunreinigung von Paragonit < 5 Gew.-%).

men von derselben Lokalität, wobei wir feststellen konnten, dass die entsprechenden Wertepaare der Muskovit- und Paragonit-Basisreflexe zwar nicht genau, aber doch annähernd miteinander übereinstimmen. Mit zunehmender Metamorphose nehmen die d-Werte des ersten Muskovit-Basisreflexes ab, diejenigen des koexistierenden Paragonits aber zu. Der Differenzwert $d(002)_{Mu} - d(002)_{Pa}$ nimmt mit steigendem Metamorphosegrad allmählich ab, und es besteht nach den vorliegenden Resultaten die berechtigte Hoffnung, dass sich mit dieser Methode bei ausgedehnteren regionalen Untersuchungen eine sehr brauchbare Zonierung durchführen liesse.

Auf was ist nun die Konvergenz der Muskovit- und Paragonit-Basisreflexe mit zunehmender Metamorphose zurückzuführen? Nach H.P. EUGSTER & H.S. YODER (1955, S. 124) verläuft die Änderung der Gitterkonstante der K- und Na-Hellglimmer vorwiegend proportional zur Änderung des Na/K-Verhältnisses in diesen beiden Mineralien. J.L. ROSENFELD et al. (1958) glauben aber, dass keine solch einfache Abhängigkeit besteht, weil die natürlich vorkommenden Hellglimmer ein ternäres System Muskovit–Paragonit–Margarit bilden. In der Natur vorkommende Muskovite weisen nun aber so geringe Ca-Gehalte auf, dass wenigstens der Na-Gehalt von K-Hellglimmern direkt aus der Lage des ersten Basisreflexes ermittelt werden kann. (Immerhin sei auf den möglichen Einfluss des Phengitmoleküls im Muskovit hingewiesen, vgl. S. 63.) E.-AN ZEN & A.L. ALBEE (1964) geben folgende Beziehung an: $Na/Na+K_{Mu}$ in Mol.-% = (10,034-$d(002)_{Mu}$)/0,427. C.V. GUIDOTTI & K.E. CRAWFORD (1967) geben ihrerseits folgende Gleichung an: $Na/Na+K_{Mu}$ in Mol.-% = $28{,}925-1{,}4728(X)-0{,}22855(X)^2$, wo X = ($d(002)_{Mu}$ in Å−9,920) × 100. Die nach diesen Methoden berechneten Paragonitgehalte in unseren Muskoviten sind ebenfalls in Tab. 43 enthalten. Wie man sieht, können unsere mit Paragonit koexistierenden Muskovite mit steigendem Metamorphosegrad immer grössere Na-Gehalte im Gitter aufnehmen.

H.P. EUGSTER & H.S. YODER (1955) und später auch J.T. IIYAMA (1964) stellten bei ihren Syntheseversuchen eine beschränkte Mischbarkeit zwischen Muskovit und Paragonit fest. Nach H.P. EUGSTER & H.S. YODER nimmt dabei der Na-Gehalt des Muskovits mit steigender Temperatur stetig zu, um bei 660 °C und 2 kb Wasserdruck einen Höchstwert von 24 Mol.-% Paragonitmolekül zu erreichen. Nach J.T. IIYAMA (1964) dagegen erreicht der Na-Gehalt in Muskovit bei 600 °C und 1 kb ein Maximum von 25 Mol.-%; bei weiter ansteigenden Temperaturen sinkt dann die Mischbarkeit auf 18 Mol.-% bei 650 °C. Diese experimentellen Befunde von J.T. IIYAMA sind seither durch Untersuchungen an natürlichen Muskoviten bestätigt worden (C.V. GUIDOTTI & K.E. CRAWFORD, 1967).

Nach unseren röntgenographischen Daten in Tab. 43 besitzen die mit Paragonit koexistierenden Muskovite des Lukmanier-Gebietes Na-Gehalte, die bei den Syntheseversuchen bei Bildungstemperaturen von 600–650 °C erreicht wurden. Es ist vorderhand schwierig zu sagen, worauf diese gegenüber andern geologischen Thermometern (vgl. S. 145) zu hohen Temperaturangaben beruhen. Eine erste Möglichkeit besteht in der Annahme, dass die röntgenographisch ermittelten Na-Gehalte unserer K-Hellglimmer zu hoch ausgefallen sind. Dem widerspricht einerseits die Tatsache, dass für Probe MF 333 die röntgenographisch und chemisch bestimmten Werte gut miteinander übereinstimmen, und anderseits berichten J.L. ROSENFELD et al. (1958) von einem Muskovit, der nach der chemischen Analyse sogar 38,4 Mol.-% Paragonit enthält.

Eine zweite mögliche Fehlerquelle könnte darin liegen, dass sich die Resultate der bisher durchgeführten Syntheseexperimente nicht ohne weiteres auf die Natur übertragen lassen. Vor allem natürliche Muskovite – in geringerem Masse auch natürliche Paragonite – weisen einen Chemismus auf, der mehr oder weniger stark von der Zusammensetzung der chemisch reinen Endglieder abweicht, die bisher für die Syntheseversuche verwendet wurden.

d) Biotit: Nach Y. OKI (1961) nimmt mit steigendem Metamorphosegrad der Ti-Gehalt sowie der Al-Gehalt in tetraëdrischer Position im Biotit zu. Wir konnten in unseren Biotiten keine dieser Abhängigkeiten feststellen. Hingegen wurde in Teil II (S. 64) gezeigt, dass der Chemismus unserer Biotite vom Gesamtgestein und der Paragenese abhängig ist. Diese Feststellung machten u.a. auch E. WENK et al. (1963), B.M.C. BUTLER (1965) und J.H. HUNZIKER (1966, S. 543).

e) Chloritoid: L. B. Halferdahl (1961) konnte bei der Durchsicht der damals vorhandenen Röntgendaten keine Abhängigkeit der Chloritoid-Modifikationen vom Metamorphosegrad feststellen. Wir stellten folgendes fest: Die Chloritoide aus der östlichen Urseren-Zone sind triklin und weisen einen geringen Mg-Gehalt auf; im Gegensatz dazu erwiesen sich die drei Chloritoide aus dem Lukmanier-Gebiet als monoklin und deutlich Mg-reicher. Die chemischen Unterschiede unserer Chloritoide lassen sich weder durch verschiedenen Gesteinschemismus (vgl. dazu Fig. 19) noch allein durch den Einfluss der Paragenese erklären. Nach diesen für eine eindeutige Aussage noch zu lückenhaften Angaben wird vermutet, dass sowohl der Chemismus als auch die Modifikationen unserer Chloritoide vom Metamorphosegrad abhängig sind. Laufende Untersuchungen haben dies bestätigt und werden zu gegebener Zeit an anderer Stelle veröffentlicht.

G. Hoschek (1967 *a*, S. 132) hält es auf Grund der Mg-Chloritoidanalysen von P. Bearth (1963) für möglich, dass Chloritoid bei hohen Drucken mehr Mg einbauen kann als bei niedrigen Drucken. Obwohl unsere Resultate eventuell in die gleiche Richtung weisen könnten, ist doch zu bedenken, dass die Sismondine von P. Bearth aus Mg-reichen, metamorphen Ophiolithen stammen.

f) Staurolith: Da Staurolith nur in einem engen Temperaturbereich stabil ist (nur in der Staurolith–Almandin-Subfazies nach H. G. F. Winkler), war von vornherein keine grössere Abhängigkeit des Staurolithchemismus vom Metamorphosegrad zu erwarten. Wie in Teil II (S. 66) erwähnt wurde, sind die geringen Unterschiede im Mg- und Mn-Gehalt vom Gesamtgestein abhängig. Höchstens die beinahe gleichen Fe/Fe + Mg-Verhältnisse der analysierten Staurolithe lassen einen Einfluss des Metamorphosegrades vermuten, da diese Verhältnisse vom Gesamtgestein und der Paragenese unabhängig sind (vgl. dazu Fig. 19).

g) Hornblende: Eine gute Übersicht über die Zusammenhänge zwischen Hornblendechemismus und Metamorphosegrad gibt B. E. Leake (1965). Nach diesem Autor wird aber der Chemismus von Hornblenden aus Metamorphiten hauptsächlich durch die Zusammensetzung des Gesamtgesteins bestimmt. Nach verschiedenen Autoren (J. D. H. Wisemann, 1934; W. T. Harry, 1950; R. Steiger, 1962, S. 435) zeichnen sich höhergradige Hornblenden durch einen erhöhten Al^{IV}-Ersatz gegenüber Si aus, was aber A. E. J. Engel & C. G. Engel (1962) nicht bestätigen konnten. Die beiden Hornblenden MF 228 und 307 von Frodalera (Amphibolitfazies) zeigen nun ebenfalls deutlich kleinere Si-Gehalte als die beiden Hornblenden MF 147 und 149 der Val Casatscha (Grünschieferfazies). Wie aber in Teil II (S. 69) gezeigt wurde, besteht für den Chemismus unserer Hornblenden eine starke Abhängigkeit vom Gesamtgestein. Zudem ist die Paragenese der Proben MF 147 und 149 verschieden von derjenigen der Proben MF 228 und 307. Es fällt daher schwer festzustellen, ob das erhöhte Al^{IV}/Si-Verhältnis in den beiden höhergradigen Hornblenden MF 228 und 307 ausser vom Gesamtgestein und der Paragenese auch noch zusätzlich vom erhöhten Metamorphosegrad abhängig ist.

Immerhin stellten wir früher fest (S. 70), dass die beiden chemisch sehr ähnlichen Hornblende-Paare MF 147 und 149 bzw. MF 228 und 307 aus chemisch verschieden zusammengesetzten Gesteinen stammen, wobei die Paragenese zwar von einem zum andern Hornblende-Paar, nicht aber innerhalb desselben Paares wechselt. Dies lässt den indirekten Schluss zu, dass doch auch eine Abhängigkeit des Hornblende-Chemismus vom Metamorphosegrad besteht; um aber diese Frage eindeutig abzuklären, sind zusätzliche Untersuchungen notwendig.

h) Granat: Es wurden schon viele Versuche unternommen, den Granatchemismus in Beziehung zum Metamorphosegrad zu setzen (u. a. A. Miyashiro, 1953; B. A. Sturt, 1962; K. Nandi, 1967), aber keiner dieser Autoren berücksichtigte in seinen Untersuchungen den Einfluss des Gesamtgesteinschemismus. Eine gute und kritische Diskussion eines solchen Vorgehens findet man bei M. P. Atherton (1965). Mit Recht sagt dieser Autor: «The study of garnet variation in pelitic rocks should start, therefore, with an examination of the chemical variation in these rocks» (M. P. Atherton, 1965, S. 289).

Wie in Teil II (Fig. 22) gezeigt wurde, ist der Mn-Gehalt unserer Granate eindeutig vom Mn-Gehalt der Gesamtgesteine abhängig. Dagegen sind die Fe/Fe + Mg-Verhältnisse der QS-Granate sehr ähn-

lich, und zwar unabhängig vom Fe/Fe + Mg-Verhältnis des Gesamtgesteins (vgl. Fig. 19) und der Paragenese. Da alle untersuchten Granate mit einer Ausnahme (MF 173) aus dem Bereich der Almandin–Staurolith-Subfazies stammen, könnte das Fe/Fe + Mg-Verhältnis stark durch den Metamorphosegrad beeinflusst worden sein.

Aufschlussreich ist der hohe CaO-Gehalt von 10,0 Gew.-% des Granates MF 173, der allerdings nicht aus den QS, sondern dem unteren Lias stammt. Es ist dies meines Wissens der nördlichste Almandin in mesozoischen Gesteinen im Lukmanier-Querschnitt. Obwohl das entsprechende Gesamtgestein nicht analysiert wurde, geht aus den Dünnschliff-Beobachtungen hervor, dass das Gestein relativ reich an Ca sein muss, steht doch der untersuchte Almandin MF 173 in direktem Kontakt zu Calcit. Man würde daher vermuten, dass der hohe Ca-Gehalt dieses Almandins allein durch den entsprechend hohen Ca-Gehalt des Wirtgesteins bedingt ist und dass sich einem andern Gesteinschemismus entsprechend auch ein anders zusammengesetzter Almandin gebildet hätte. Nun liegen aber viele übereinstimmende Beobachtungen vor, die zeigen, dass die Almandine von der Almandin-Isograde oder zu Beginn der Quarz–Albit–Epidot–Almandin-Subfazies fast ausnahmslos hohe Ca-Gehalte von 8–12 Gew.-% CaO aufweisen (J. D. H. Wiseman, 1934; R. S. J. Lambert, 1959; M. P. Atherton, 1964; B. C. M. Butler, 1967; P. Bearth, 1967). Daher dürfte wohl die Vermutung von C. E. Tilley (zitiert in M. P. Atherton, 1964, S. 1338) zutreffen, dass niedriggradige Almandine durch einen relativ hohen Ca-Gehalt stabilisiert werden und sich deshalb erstmals nur in Gesteinen mit genügendem Ca-Angebot bilden können.

Das würde dann auch erklären, warum wir in der Ca-armen Probe MF 101, welche ca. 1 km nördlich von Probe MF 173 geschlagen wurde, noch keinen Granat finden. Dieser Sachverhalt kann aus einem AKF-Diagramm *nicht* ersehen werden (obwohl der Analysenpunkt der Probe MF 101 in einem AKF-Diagramm innerhalb des Feldes Biotit–Chlorit–Muskovit der Quarz–Albit–Epidot–Biotit-Subfazies bzw. innerhalb des Feldes Biotit–Almandin–Muskovit der Quarz–Albit–Epidot–Almandin-Subfazies fällt), weil das AKF-Diagramm die für die erstmalige Almandinbildung wichtige Ca-Komponente nicht berücksichtigt. Für eine ausführliche Diskussion des Einflusses des Gesamtgesteins auf die Lage der Almandin-Isograde sei auf M. P. Atherton (1964, 1965) verwiesen.

5. Änderungen des Gesteinschemismus mit steigendem Metamorphosegrad

Aus den früher hergeleiteten Reaktionsgleichungen zur Bildung von Chloritoid, Disthen, Staurolith und Hornblende in den QS kann ersehen werden, dass mit steigendem Metamorphosegrad immer mehr Wasser freigesetzt wurde, welches später entweichen konnte. Dies äussert sich teilweise auch in einer Dichtezunahme, worauf auf S. 106 eingegangen wurde.

Eine weitere Änderung des Gesteinschemismus während der progressiven Metamorphose fand in den QS zu Beginn der Grünschieferfazies statt, als die QS ihres Hämatits verlustig gingen: Das dreiwertige Eisen wurde in die zweiwertige Form übergeführt. Man vergleiche dazu das Kapitel über die Violett–Grün-Verfärbung in den QS der östlichen Urseren-Zone auf S. 111.

Im folgenden wollen wir uns mit zwei weiteren Änderungen des Gesteinschemismus infolge der fortschreitenden Metamorphose befassen, die vor allem in den QS des Lukmanier-Gebietes augenfällig werden: Eine Zunahme des Na-Gehaltes sowie ein CO_2-Verlust.

a) Zunahme des Na-Gehaltes: Während der K-Gehalt des Keupers vom Jura bis zum Lukmanier-Gebiet im Mittel nicht merkbar ändert, sind die QS des Lukmanier-Gebietes durchschnittlich Na-reicher als die lithostratigraphisch entsprechenden, schwach- oder unmetamorphen Gesteine (vgl. Fig. 43). Wir glauben, dass diese Feststellung nicht auf einer einseitigen Probenauslese beruht. Die meisten der in Fig. 43 verwendeten Alkalien-Bestimmungen aus dem Jura und den Glarner Alpen wurden flammphotometrisch ermittelt, die Mehrzahl der älteren des Vorderrheintals und des Lukmanier-Gebietes aber gravimetrisch. Erfahrungsgemäss erhielt man nun bei der gravimetrischen Alkalien-Analyse zu hohe Na-Gehalte; es taucht deshalb der berechtigte Einwand auf, dass unsere postulierte Na-Zunahme bei erhöhtem Metamorphosegrad nicht reell sei, sondern auf den verschiedenen angewandten Analysemethoden beruhe. Dass dem nicht so ist, zeigt ein Blick auf Tab. 20: Auch die

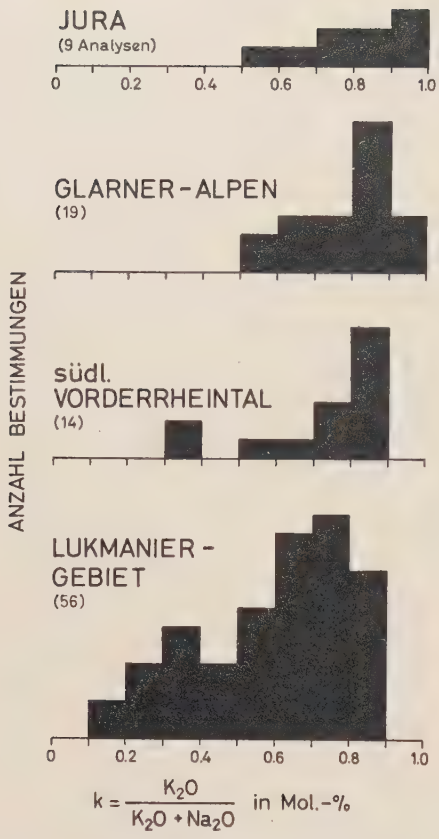


Fig. 43: Abnahme des k-Wertes mit zunehmender Metamorphose, bedingt durch eine Zunahme des Na-Gehaltes bei durchschnittlich gleichen K-Gehalten. Analysenwerte aus P. Niggli (1929), F. de Quervain & C. Friedlaender (1942, S. 52/53), T. Peters (1964) und vom Autor.

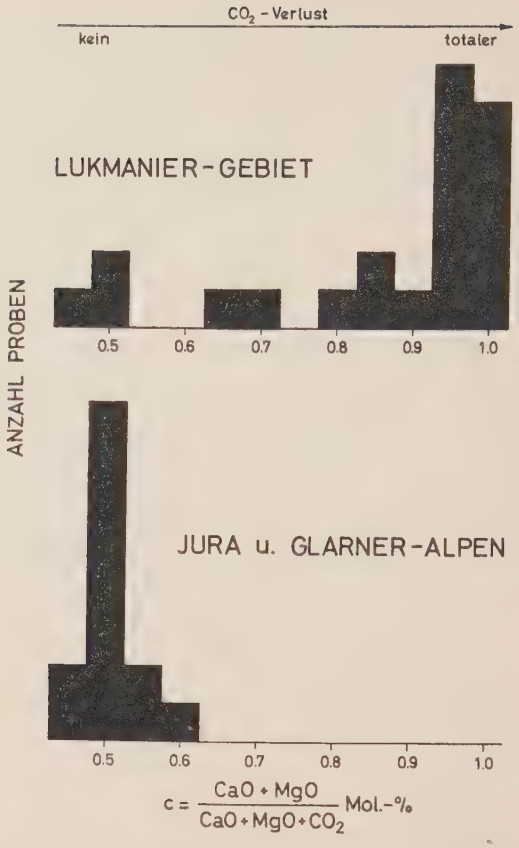


Fig. 44: CO_2-Verlust in den Quartenschiefern des Lukmanier-Gebietes. Erläuterungen im Text. Analysenwerte aus P. Niggli (1929), F. de Quervain & C. Friedlaender (1942, S. 52/53), T. Peters (1964) und vom Autor.

in der vorliegenden Arbeit analysierten QS aus dem Lukmanier-Gebiet weisen flammphotometrisch bestimmte erhöhte Na-Gehalte auf.

Es fällt schwer, für die festgestellte Na-Zunahme mit steigendem Metamorphosegrad eine vernünftige Erklärung zu finden. Man könnte einmal an primäre sedimentäre Faziesunterschiede denken, doch lässt sich dies heute natürlich nicht mehr beweisen. Herr Prof. Dr. H. G. F. Winkler (mündl. Mitt.) hält es für möglich, dass ein Teil des Natriums im Keuper ursprünglich an leicht lösliche Salze gebunden war; Verwitterungsprozesse vermochten dann wohl das Na in den schwach- und unmetamorphen Sedimenten auszuwaschen, aber nicht mehr in den höhermetamorphen QS, wo das Na in Na-haltige Silikate wie Albit, Paragonit oder Hornblende eingebaut worden war. Eine ähnliche Ansicht hat übrigens auch J. Ravier (1959, S. 139) geäussert. Eine dritte mögliche Erklärung für die erhöhten Na-Gehalte in den QS des Lukmanier-Gebietes besteht in der Annahme der umstrittenen Natrium-Metasomatose, wie sie z. B. von L. Hezner (1908, S. 214) für QS-ähnliche Metamorphite der Tremola-Serie gefordert wurde.

b) CO_2-Verlust: Dass ehemals mergelige Sedimente bei ansteigender Metamorphose einen CO_2-Verlust erleben, ist schon von verschiedenen Autoren erwähnt worden (z. B. A. E. J. Engel & C. G. Engel, 1958, S. 1388; J. Ravier, 1959, S. 141). In den QS des Lukmanier-Gebietes lässt sich eine solche CO_2-Entgasung wie folgt überzeugend nachweisen: Im unmetamorphen Keuper stellt Dolomit das weitaus wichtigste Carbonat dar (vgl. Fig. 10 und 11), wobei fast alles CaO des Gesamtgesteins an den Dolomit gebunden ist. Wo das Carbonat in den QS des Lukmanier-Gebietes noch nicht von der

Metamorphose erfasst worden ist, stellt es sich ebenfalls als Dolomit heraus (vgl. Fig. 5 und 41); es darf daher angenommen werden, dass das mit den Silikaten reagierende Carbonat ebenfalls als Dolomit vorgelegen hatte. Aus den heutigen CaO-, MgO- und CO_2-Gehalten der hochmetamorphen QS lässt sich dann der CO_2-Verlust während der Metamorphose berechnen. Wie Fig. 44 zeigt, hat die Mehrzahl der QS des Lukmanier-Gebietes ihr gesamtes CO_2 verloren, und zwar beträgt der höchste berechnete CO_2-Verlust ca. 20 Gew.-%. Diejenigen QS, die ihr CO_2 nur teilweise oder gar nicht verloren, kommen aus der Scopi-Mulde, wo die Metamorphose eine geringere Insensität erreichte als weiter südlich in der Piora-Mulde, oder diese Metamorphite waren schon ursprünglich zu dolomitreich, als dass alles Carbonat mit Silikaten reagieren konnte.

Ob ein CO_2-Verlust auch schon in den QS der östlichen Urseren-Zone eingesetzt hat oder nicht, kann vorläufig nicht mit Bestimmtheit gesagt werden, da aus diesem Gebiet bis heute keine dolomitreichen QS analysiert wurden. Wahrscheinlich dürfte dies aber nicht der Fall gewesen sein, weil viele höhermetamorphe mergelige QS der Scopi-Mulde ihren Dolomitgehalt noch vollständig bewahrt haben. Auf die sich daraus ergebenden Konsequenzen für die physiko-chemischen Zustände während der Metamorphose in den QS des Lukmanier-Gebietes wird auf S. 146 eingegangen.

6. Turmalinwachstum als Metamorphoseanzeiger

Turmalin ist in den QS des Lukmanier-Gebietes ein überaus häufiges akzessorisches Mineral. Die Turmaline weisen öfters Zonarbau auf, worauf schon W. van Holst (1913, S. 20) hinweist: Meistens wird ein olivbrauner oder seltener tiefblauer Kern höherer Lichtbrechung von einer niedrigbrechenden bläulichgrünen Hülle umgeben. G. A. Chinner (1965, S. 133) untersuchte solche zonierte Turmaline mit der Mikrosonde und fand, dass der Kern einen deutlich höheren Eisengehalt aufwies als die Randzone. Nach G. Voll (1967) ist der Kern als klastischer Turmalin anzusehen, während die Hülle eine bei der Metamorphose entstandene Anwachszone darstellt. Wie derselbe Autor feststellte, «sind die Fortwachsungen – bei verschiedenen Kernen – einheitlich zusammengesetzt, ihr Chemismus hängt vom Bauschchemismus des Muttergesteins ab».

Vergleicht man nun z. B. zonierte Turmaline der Lukmanier-Passhöhe mit solchen von Frodalera, so fällt auf, dass diese im Verhältnis zum Kern eine viel grössere Anwachszone besitzen als jene.

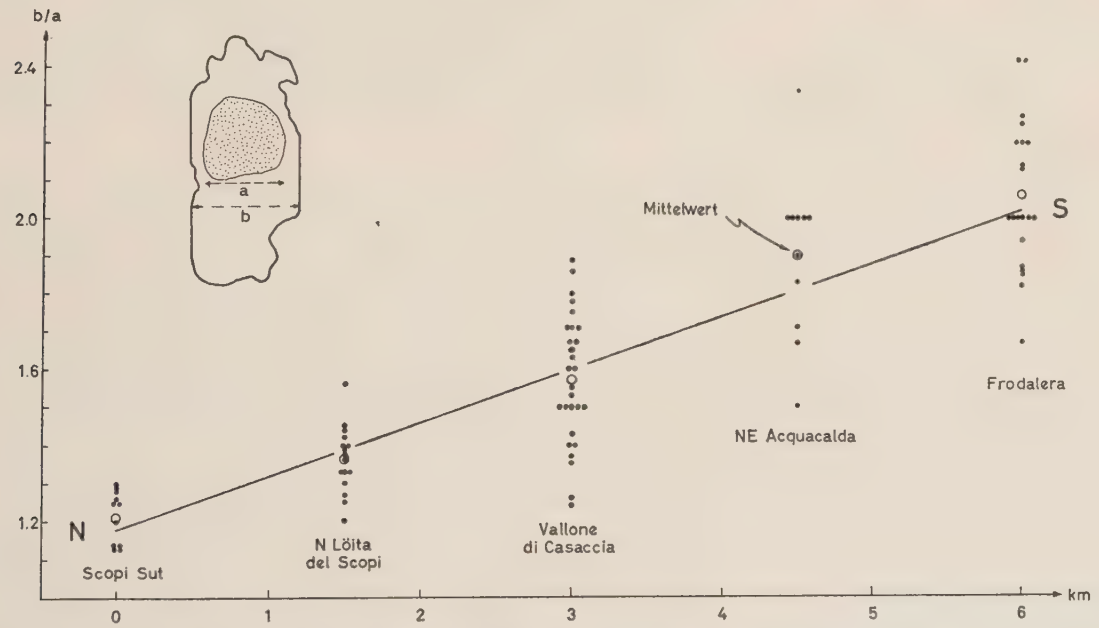


Fig. 45: Turmalinwachstum als Metamorphoseanzeiger in den Quartenschiefern des Lukmanier-Gebietes: Die alpidisch-metamorph gebildete Anwachszone um einen klastischen Turmalinkern wird mit zunehmender Metamorphose grösser. Das Turmalinwachstum geht durchschnittlich gesehen fast linear vor sich.

Fig. 45 zeigt das Resultat eines Versuches, oben genannte Feststellung quantitativ auszuwerten. In mehreren Dünnschliffen derselben Lokalität wurde jeweils das Verhältnis von Korndurchmesser zu Turmalinkern berechnet, wie aus der Skizze in Fig. 45 hervorgeht. Zur Messung konnten nur Turmaline einer gewissen Mindestgrösse verwendet werden; denn einerseits wird die Messgenauigkeit bei zu kleinen Individuen herabgesetzt und anderseits sind viele kleine Turmaline unzoniert: Sei es, dass diese bei der Metamorphose ohne detritischen Kern neu wuchsen, sei es, dass die kleinen klastischen Kerne durch Diffusionsvorgänge unkenntlich gemacht wurden.

Wie aus Fig. 45 ersichtlich ist, zeigen die Turmaline in den nördlichsten QS-Aufschlüssen des Lukmanier-Gebietes nur eine sehr schmale Anwachszone ($b/a \approx 1{,}2$), während in Frodalera, nur 6 km weiter südlich, der neugewachsene Rand durchschnittlich dem klastischen Kerndurchmesser entspricht ($b/a \approx 2$). Erstaunlicherweise geht das Turmalinwachstum in dem kurzen Nord–Süd-Profil beinahe linear vor sich, was am besten mit einem gleichmässigen Temperaturanstieg gegen Süden zu erklärt werden kann.

Man könnte sich auch vorstellen, dass das zunehmende Verhältnis b/a nicht durch ein randliches Weiterwachsen des Turmalins zustande kommt, sondern dass der Kern bei zunehmender Temperatur durch Selbstdiffusion immer kleiner wird. Diesem Einwand steht einmal entgegen, dass Turmaline in den QS des Lukmanier-Gebietes viel zahlreicher sind als in den schwächer metamorphen QS der östlichen Urseren-Zone. Zweitens wird das oben genannte Gegenargument auch durch die Untersuchungen von A. Hasler (1942) entkräftet, auf welche wir im folgenden kurz eingehen wollen.

Wenn die Turmaline des Lukmanier-Gebietes tatsächlich während der Metamorphose weitergewachsen sind, so erhebt sich die Frage nach der Herkunft des Bors. Eine häufig gehörte Meinung ist die, es habe während der Metamorphose eine Borzufuhr stattgefunden. Dass dies für die QS kaum der Fall gewesen sein dürfte, erkennt man aus den Untersuchungen von A. Hasler (1942). Dieser Autor prüfte verschiedene schweizerische Boden- und Gesteinsproben auf ihre Borgehalte, darunter auch 4 Keuper-Proben aus dem Jura und 2 QS-Proben des Helvetikums. Dabei gelangte A. Hasler zu folgenden Ergebnissen (vgl. Tab. 44):

Tabelle 44: *Borgehalte einiger Keuper-Proben aus dem Jura und dem Helvetikum nach* A. Hasler (1942)

	Probe	Lokalität	Borgehalt in ppm	davon wasserlöslich (%)
Jura	Mergel, Keuper	Frick	79	2,3
	Kalkmergel, Keuper	Gansingen	67½	4,3
	Mergelkalk, Keuper	Felsenau (AG)	17	3,5
	Kalkstein, Keuper	Gansingen	11	4,1
Alpen	Quartenschiefer, Keuper	Jochpass	340	0,2
	Tonschiefer, Keuper	Rottal	48	1,4

A. Hasler kam zu folgenden Schlüssen: Ein Sediment sei um so reicher an Bor, je grösser sein Tongehalt ist (vgl. die 4 Proben aus dem Jura in Tab. 44); in den jurassischen Keuperproben sei der Gehalt an wasserlöslichem Bor grösser als in den zwei Keuper-Proben des Helvetikums; während das wasserunlösliche Bor an den Turmalin gebunden sei, schienen die Keuper-Proben aus dem Jura Borsäure zu besitzen, die vom Tonkomplex mehr oder weniger stark adsorptiv festgehalten werde. (H. Harder [1959] zeigte, dass auch der grösste Teil des Bors fest an die Tonminerale gebunden ist und nicht ausgewaschen werden kann.)

Die relativ hohen Borgehalte des Keupers – unter der Berücksichtigung, dass die Messungen an dolomitreichen Proben durchgeführt wurden – sind leicht verständlich, weil die Tonfraktion des unmetamorphen Keupers von Frick und Lindau überwiegend aus Illit und Illit/Montmorillonit besteht und weil H. Harder (1961) und M. E. L. Fleet (1965) experimentell zeigen konnten, dass Illit von

allen Tonmineralien am meisten Bor adsorbieren kann. In den QS stand also von Anfang an genügend Bor zur Verfügung, um das Turmalinwachstum bei erhöhtem Metamorphosegrad zu gewährleisten, ohne dass man eine Bor-Metasomatose zu Hilfe nehmen muss.

7. Bemerkungen zum Verhältnis Kristallisation/Deformation

Da das Schwergewicht der vorliegenden Arbeit auf der mineralogischen und geochemischen Seite liegt, wurde auf petrotektonische Untersuchungen bewusst verzichtet. Dieser Verzicht fiel um so leichter, als erst kürzlich eine ausführliche, vorläufig noch unpublizierte Arbeit über die strukturelle Geologie des Lukmanier-Gebietes durchgeführt worden ist (B. CHADWICK, 1965). Es sollen daher im folgenden nur einige mir wichtig scheinende, mehr zufällige Beobachtungen über die Beziehung von Kristallisation zu Deformation in den QS angeführt werden. Zusätzlich darf ich mit Erlaubnis von Frl. Prof. Dr. E. Jäger die Resultate zweier Rb/Sr-Altersbestimmungen mitteilen, welche an zwei in dieser Arbeit ausführlich untersuchten QS-Proben druchgeführt wurden.

Als erstes einige Bemerkungen zu den folgenden Feststellungen von W. PLESSMANN (1957, S. 28): «Im Lukmanier-Gebiet ist nachgewiesen, dass die Kristallisation der Staurolithe und Disthene in Be-

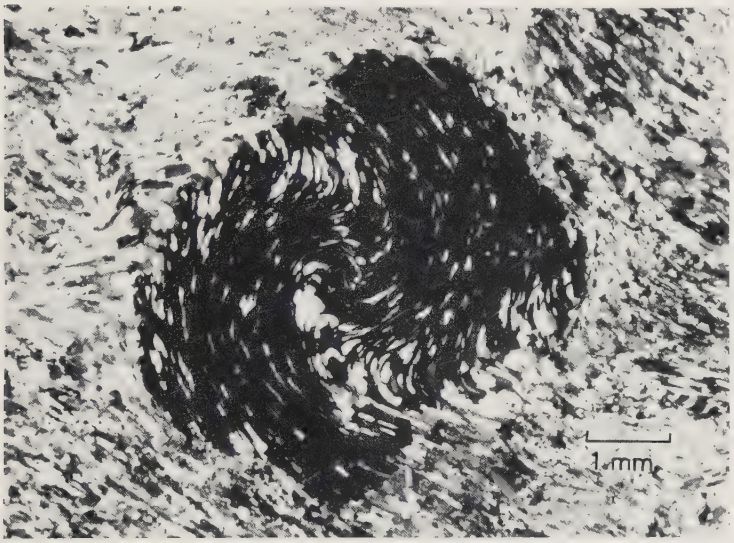


Fig. 46a: Gedrehter Granat aus den Quartenschiefern von Camperio. Dünnschliff MF 214.

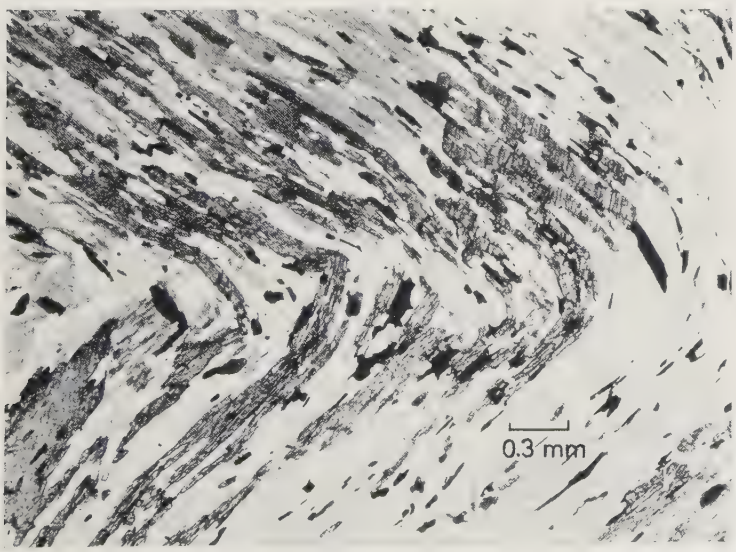


Fig. 46b: In bezug auf die Faltungsphase «V» (B. CHADWICK, 1965) präkinematisch gewachsener Disthen in den QS von Frodalera-Brönich. Man beachte die zum Teil zerbrochenen Disthenkristalle. Dünnschliff MF 240.

ziehung zu B_2 (= letzte tektonische Hauptphase) posttektonisch ist. Der Höhepunkt der Metamorphose wurde also nach der letzten Internformung erreicht.» Es trifft zwar zu, dass gesteinsbildender Disthen in vielen QS richtungslos verteilt ist; aber gerade im Gebiet von Frodalera–Brönich, wo bis 30 m mächtige Disthen-Zweiglimmerschiefer besonders schön ausgebildet sind, kann schon im Felde festgestellt werden, dass die Disthene durch die letzte (?) Faltungsphase zerbrochen wurden, welche im Dünnschliff undulös auslöschen (vgl. Fig. 46b). B. Chadwick (1965) kam bei seinen ausgedehnten strukturellen Untersuchungen zum Schluss, dass der gesteinsbildende Disthen in den QS der östlichen Piora-Mulde *nach* einer ersten, von ihm «B» genannten Faltungsphase gewachsen sei, aber *vor* einer zweiten Faltungsphase, die er mit dem Buchstaben «V» benannte. Unsere Beobachtungen lassen sich also mit denjenigen von B. Chadwick in Einklang bringen, während sie den Aussagen W. Plessmanns wenigstens teilweise widersprechen.

Dass das Granatwachstum in den metamorphen mesozoischen Sedimenten der Piora-Mulde z. T. synkinematisch erfolgte, hat zuerst L. J. Krige (1918) beschrieben; da sich mit dieser Frage seither sowohl R. Steiger (1962) als auch B. Chadwick (1965) befasst haben, wollen wir nicht weiter darauf eintreten. Immerhin möchten wir es nicht unterlassen, in Fig. 46a auf ein besonders schönes Beispiel eines gedrehten Granates aus den QS von Camperio hinzuweisen.

Als nächstes soll zu der weitverbreiteten Auffassung Stellung bezogen werden, es handle sich bei den Quarz-Disthen-Knauern in den QS des Lukmanier-Gebietes um eine Bildung auf Dehnungsklüften (H. G. Wunderlich, 1966, S. 72). Man kann sich nämlich gut vorstellen, dass sich bei der Faltung einer lithologisch so inhomogenen Gesteinsformation wie der QS – abwechslungsweise phyllitische und quarzitische Schichten – leicht Stellen mit relativ kleinerem Druck bildeten (keine offenen Klüfte!), die dann wohl ziemlich rasch mit Quarz- und Al-haltigen Lösungen ausgefüllt wurden. Dies setzt allerdings voraus, dass wir Faltung und Metamorphose nicht als zwei voneinander unabhängige Vorgänge betrachten, wogegen aber heute gute Argumente bestehen (siehe z. B. Diskussion in E. Niggli & C. Niggli, 1965, S. 348). B. Chadwick (1965, S. 182) schloss aus strukturellen Befunden, dass sowohl die Entstehung des gesteinsbildenden Disthens als auch diejenige der Quarz-Disthen-Knauer in den gleichen Zeitraum fallen müssen. Obwohl also der Disthen in den QS des Lukmanier-Gebietes in zwei verschiedenen Ausbildungsarten erscheint, ist kein Grund vorhanden, die Disthenbildung in den Knauern zeitlich getrennt von der Bildung des gesteinsbildenden Disthens zu betrachten, wie dies z. B. E. Wenk (1962 *b*, S. 31) getan hat.

Wir haben bisher immer wieder von der Metamorphose der QS gesprochen, ohne über diesen regionalmetamorphen Vorgang nähere Zeitangaben gemacht zu haben. Die Methoden der radiometrischen Altersbestimmung haben uns in neuerer Zeit in die Lage versetzt, auf diese Frage mit absoluten Daten zu antworten; immerhin muss bemerkt werden, dass diese Antworten nicht immer leicht zu interpretieren sind (siehe unten). Frl. Prof. Dr. E. Jäger hat nun zwei in dieser Arbeit analysierte Biotite mit der Rb/Sr-Methode datiert und mir gestattet, die Alterswerte an dieser Stelle zu veröffentlichen (vgl. Tab. 45). Für ihre freundliche Erlaubnis möchte ich Frl. Prof. Jäger herzlich danken.

Wie aus Tab. 45 ersichtlich ist, sind die korrigierten Biotit-Alterswerte mit einem kleineren relativen Fehler behaftet als die unkorrigierten, weil man bei der Berechnung des korrigierten Alterswertes vom bekannten Anfangs-Sr des Gesamtgesteins ausgehen kann. Wir wissen heute, dass die oben ge-

Tabelle 45: *Rb/Sr-Altersbestimmungen an zwei Biotiten aus den QS des Lukmanier-Gebietes*

Probe	Lokalität	Rb^{87} ppm	Sr^{87} radiogen ppm	% radiogen	Sr comm. ppm	Alter in Millionen Jahren	korrigiertes Alter in Millionen Jahren
Biotit MF 101 (KAW 346)	Scopi Sut, Lukmanier-Pass	405	0,1038	18,9	6,45	$17,4 \pm 1,7$	$16,1 \pm 1,4$
Biotit MF 307 (KAW 493)	Frodalera	132	0,0340	4,8	9,76	$17,5 \pm 7,2$	

nannten Biotit-Alterswerte nicht die Zeit der Biotitbildung selbst und der Metamorphose wiedergeben, sondern eine Zeit der Abkühlung auf eine bestimmte Temperatur (hierüber Näheres in E. JÄGER et al., 1967).

Im übrigen fügen sich die beiden hier genannten Alterswerte gut in das Bild der regionalen Verteilung der Rb/Sr-Alterswerte an Biotiten von E. JÄGER et al. (1967, Tafel I).

8. Zur Frage des chemischen Gleichgewichtes bei der Metamorphose

Die wichtige Frage, ob während der Metamorphose ein chemisches Gleichgewicht erreicht wurde oder nicht, kann auf verschiedenen Wegen angegangen werden (siehe z. B. E.-AN ZEN, 1963, S. 938; M. FONTEILLES, 1965), u. a.

- durch Dünnschliffuntersuchungen,
- durch Anwendung der Gibbschen Phasenregel,
- durch die Elementverteilung zwischen koexistierenden Phasen.

Die folgenden Ausführungen gelten zwar streng genommen nur für die zehn in dieser Arbeit genauer untersuchten Gesteinsproben, doch dürften die Aussagen auch für viele andere Metamorphite des Lukmanier-Gebietes gültig sein.

a) *Dünnschliffbeobachtungen*

Miteinander im Gleichgewicht stehende Mineralien müssen nicht nur im gleichen Gestein auftreten, sondern in diesem auch gemeinsame Grenzflächen bilden. Für die feinkörnigeren untersuchten Metamorphite ist dies auch tatsächlich der Fall, und zwar immer schon im Bereich eines einzelnen Dünnschliffes. (Eine Ausnahme bildet der Chlorit der Proben aus der Amphibolitfazies, wo dieses Mineral aber retrograd entstanden sein dürfte.) Hingegen bereitet der Nachweis gemeinsamer Grenzflächen zwischen allen beteiligten Phasen in den grobporphyroblastischen QS-Proben MF 228 und 307 erheblich Schwierigkeiten, weil hier in einem einzelnen Dünnschliff nicht alle Mineralien auf einmal auftreten. Bei diesen beiden Proben waren zwei bis drei Dünnschliffe notwendig, bis alle Mineralien in gegenseitigem Kontakt angetroffen wurden. Auf diese wichtige Feststellung werden wir weiter unten zurückkommen.

Ein chemisches Gleichgewicht ist sicherlich nicht erreicht worden, wenn der mikroskopische Nachweis gelingt, dass zwei miteinander unverträgliche Mineralien vorkommen, wie z. B. die Mineralpaare Chloritoid–Kalifeldspat oder Paragonit–Kalifeldspat. Wie ein Blick auf Tab. 19 (S. 59) zeigt, trifft dieser Fall aber auf unsere Gesteinsproben nicht zu.

Wie E.-AN ZEN (1963, S. 939) betont, haftet den beiden genannten Methoden zur Abklärung des chemischen Gleichgewichtes ein Mangel an, weil sie nur über negative Evidenzen Auskunft geben; d. h. auch wenn die darin enthaltenen Bedingungen erfüllt sind, liefern sie noch keinen hinreichenden Beweis, dass ein chemisches Gleichgewicht erreicht wurde.

b) *Anwendung der Phasenregel*

Die Gibbsche Phasenregel besagt, dass die Anzahl Freiheitsgrade (f) gleich der Anzahl (voneinander unabhängiger) Komponenten (k) ist, minus der Anzahl die Phasen (p) plus zwei:

$$f = k + 2 - p$$

Mit andern Worten: Die Anzahl der Phasen, die miteinander im chemischen Gleichgewicht stehen, kann höchstens gleich oder kleiner sein als die Anzahl der Komponenten plus zwei:

$$p \leq k + 2$$

Wenn Druck und Temperatur innerhalb eines gegebenen Bereiches frei wählbar sind, so können bei k Komponenten nicht mehr als k Mineralphasen nebeneinander im chemischen Gleichgewicht existieren:

$$p \leq k$$

Dies ist die «mineralogische Phasenregel» von V. M. GOLDSCHMIDT (1911, S. 123).

Die bisherigen Ausführungen gelten für ein chemisch geschlossenes System; nach den Überlegungen von D.S. KORZHINSKY (1950, 1959) und J.B. THOMPSON (1955, 1957, 1959) ist aber mit der Anwesenheit «mobiler Komponenten» (m) zu rechnen. Die mineralogische Phasenregel von V.M. GOLDSCHMIDT erhält dann die Form

$$p \leq k - m$$

(D.S. KORZHINSKY, 1950, S. 52; J.B. THOMPSON, 1955, S. 81)

Wie früher gezeigt wurde, werden bei den Mineralreaktionen in den QS mit zunehmender Metamorphose H_2O und CO_2 frei; es scheint deshalb vernünftig, H_2O und CO_2 als mobile Komponenten zu betrachten (siehe dazu E.-AN ZEN 1963, S. 930).

Über die Frage, ob auch O_2 als mobile Komponente zu betrachten sei, herrscht in der Literatur keine Einigkeit. Verschiedene Autoren haben beobachtet, dass Fe-haltige Erzmineralien und Silikate verschiedenen Oxydationsgrades im cm- und dm-Bereich bis in die Sillimanit-Zone wechsellagern können; daraus wurde gefolgert, dass O_2 während der Metamorphose ein geschlossenes System bildete (u.a. J.B. THOMPSON, 1957, S. 855; G.A. CHINNER, 1960, S. 210; E.-AN ZEN, 1960, S. 165; S.H. KRANCK, 1961, S. 155; C. KLEIN, 1966, S. 296). Demgegenüber hat H.P. EUGSTER (1959, S. 424) folgende Aussage gemacht: «Rocks with assemblages unbuffered in relation to P_{O_2} [und um solche handelt es sich bei den vorliegenden QS-Proben] often contain ferrous-ferric silicates whose composition defines P_{O_2} of the assemblage. Small additions or subtractions of hydrogen will change both P_{O_2} and the Fe^{+2}/Fe^{+3} ratio of the iron silicate. In such unbuffered assemblages P_{O_2} will often have been difined and imposed by a larger external system.»

Aber auch isotopengeologische Untersuchungen, welche doch gerade zum Studium des Stoffaustausches und der Offenheit von Systemen sehr geeignet sind, haben bisher keine eindeutige Antwort auf die Frage gebracht, ob O_2 bei der Metamorphose als mobil zu betrachten sei oder nicht. H.P. TAYLOR et al. (1963) führen ein Beispiel an, wo Metamorphite pelitischer Zusammensetzung in der Disthen-Zone ein O^{18}/O^{16}-Gleichgewicht über einen Bereich von zweihundert Metern erreichten. A.T. ANDERSON (1967, S. 323) kommt aber bei seinen Untersuchungen zu einem andern Schluss: «Oxygen isotopic equilibrium attainment during prograde metamorphism is commonly limited to dimensions less than meters and may generally be limited to dimensions less than centimeters.» Wir werden deshalb im folgenden mit den beiden Möglichkeiten rechnen, das System gegenüber O_2 sowohl als offen als auch als geschlossen zu betrachten.

Die Phasenregel wird noch weiter kompliziert durch das Phänomen der Mischkristallbildung (Erniedrigung der möglichen Phasenzahl) und die Erscheinung, dass bei konstant gehaltenem Volumen Mineralreaktionen nicht vollständig ablaufen können; wir werden aber darauf im folgenden nicht weiter eintreten.

Wenn es uns gelingt zu zeigen, dass die Phasenregel für die am kompliziertesten zusammengesetzten Paragenesen erfüllt ist, dann ergibt es sich von selbst, dass dies auch für die einfacheren Mineralvergesellschaftungen zutrifft. Wir greifen deshalb im folgenden nur die beiden Proben MF 161 und 307 heraus (vgl. dazu Tab. 19 und 20).

In Probe MF 161 treten folgende 10 Phasen auf: Quarz, Plagioklas, Muskovit, Paragonit, Biotit, Chlorit, Chloritoid, Staurolith, Disthen und Ilmenit. Die Akzessorien Apatit, Turmalin, Pyrit und «Graphit» lassen wir ausser acht, weil ihre Anwesenheit durch die vier Komponenten P_2O_5, B_2O_3, S und C gerechtfertigt ist. Als mobile Komponenten wollen wir vorerst nur H_2O berücksichtigen; den Fall, dass auch O_2 als mobile Komponente auftritt, wollen wir später behandeln (CO_2 kommt hier als mobile Komponente nicht in Betracht, da wir es mit einem ursprünglich tonigen, carbonatfreien Gestein zu tun haben, vgl. chemische Analyse in Tab. 20). Als voneinander unabhängige Komponenten treten auf: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 und H_2O. MnO lassen wir als Komponente beiseite, weil sie keinen Einfluss auf die Stabilität der anwesenden Phasen hat. Den 10 Phasen stehen somit auf der rechten Seite der abgewandelten mineralogischen Phasenregel ($p \leq k - m$) 10 Komponenten minus 1 mobile Komponente gegenüber, d. h. die Phasenregel ist in dieser Form nicht erfüllt. Wir müssen aber berücksichtigen, dass in der Paragenese der Probe MF 161 sowohl Chloritoid als auch Staurolith auftreten, wobei die Staurolithbildung unter gleichzeitigem Abbau des Chloritoides abläuft (vgl. S. 122). Auf Probe

MF 161 muss deshalb nicht die mineralogische Phasenregel angewendet werden, sondern die Gibbsche Phasenregel in der leicht abgeänderten Form $p \leqq k - m + 1$. Wie man sich leicht überzeugen kann, besteht dann von der Phasenregel her kein Einwand gegen die Annahme, dass in Probe MF 161 ein chemisches Gleichgewicht erreicht worden sei.

Betrachten wir noch den Fall, dass neben H_2O auch O_2 als mobile Komponente auftritt. Dann wird auf der rechten Seite der oben angewandten Form der Gibbschen Phasenregel ($p \leqq k - m + 1$) nicht nur m um eins grösser ($m = 2$), sondern gleichzeitig müssen dann Fe_2O_3 und FeO als eine gemeinsame Komponente betrachtet werden, da die beiden Elementoxyde nicht mehr voneinander unabhängig sind (also $k = 9$). In einer chemischen Gleichgewichtsparagenese dürften dann nur noch höchstens 8 Phasen auftreten und nicht 10, wie in Probe MF 161. Die Paragenese dieser Probe kann also nur als stabil angesehen werden, wenn wir das System gegenüber O_2 als geschlossen betrachten. J. B. Thompson (1957, S. 855) hat dieselbe Feststellung bei Anwendung der Phasenregel auf andere pelitische Metamorphite gemacht.

Als zweites Beispiel wollen wir wie gesagt Probe MF 307 betrachten, in welcher folgende 9 Phasen auftreten: Quarz, Plagioklas, Biotit, Staurolith, Disthen, Hornblende, Granat, Epidot und Ilmenit. Chlorit dürfte nach den mikroskopischen Beobachtungen retrograd entstanden sein, und die Akzessorien Apatit und Turmalin werden wiederum ausser acht gelassen (siehe erstes Beispiel). Als mobile Komponenten müssen wir in diesem Beispiel sowohl H_2O als auch CO_2 berücksichtigen, da wir es mit einem ehemals mergeligen Sediment zu tun haben. Wenn wir vorerst O_2 als nicht mobil ansehen, so treten in Probe MF 307 dieselben 10 Komponenten auf wie in Probe MF 161 (siehe oben). Setzen wir die Zahl der Phasen und Komponenten in der von D. S. Korzhinsky und J. B. Thompson abgeänderten mineralogischen Phasenregel ($p \leqq k - m$) ein: $9 \leqq 10 - 2$; d. h. die in Tab. 19 angeführten Mineralien der Probe MF 307 stellen keine chemische Gleichgewichtsparagenese dar. Von der Mineralvergesellschaftung her gesehen, haben wir diesmal keine Berechtigung, die Freiheitsgrade von Druck und Temperatur einzuschränken, so dass ein anderer Grund vorhanden sein muss, weshalb in Probe MF 307 mindestens eine Phase zuviel anwesend ist.

Erinnern wir uns noch einmal daran, wie die Anzahl der Komponenten und Phasen ermittelt wurde. Die Zahl der Komponenten ergab sich aus einer chemischen Analyse, die an einem Aliquot von ca. 30 kg Gestein ausgeführt worden war. Für die feinkörnigeren, homogeneren Proben dürfte der Gesteinschemismus von Dünnschliffbereich zu Dünnschliffbereich nur unwesentlich ändern; nicht so bei den beiden grobporphyroblastischen Proben MF 307 und 228, wo bis 8 cm lange Hornblenden auftreten und daher der Chemismus von einem Dünnschliffbereich zum andern stark ändert. Wie auf S. 135 erwähnt wurde, konnten bei den beiden letztgenannten Proben nie alle Phasen auf einmal im gleichen Dünnschliff in gegenseitigem Kontakt beobachtet werden. Die Ermittlung der Phasen geschah deshalb in den Proben MF 307 und 228 im Handstückbereich, während die Zahl der Komponenten einer chemischen Analyse entnommen wurde, die für einen viel grösseren Bereich repräsentativ ist. Dies dürfte der Grund sein, warum die Phasenregel für Probe MF 307 (und auch für Probe MF 228) nicht erfüllt werden konnte. Diese Erklärung wird noch durch die Tatsache untermauert, dass die Mineralparagenesen aller andern, feinkörnigeren Metamorphite den Bedingungen der Phasenlehre genügen (teilweise zwar nur unter der Voraussetzung, dass das System für O_2 geschlossen war).

Wir gelangen so zu folgenden Schlüssen: Von der Phasenregel her gesehen, erreichten die untersuchten feinkörnigeren QS-Proben ein chemisches Gleichgewicht, und zwar wahrscheinlich über den Handstückbereich hinaus. Grössere Gesteinsvolumina der grobporphyroblastischen QS-Proben befinden sich *nicht* im chemischen Gleichgewicht, doch dürfte dieses im Dünnschliffbereich erreicht worden sein, wie weiter unten gezeigt wird (Prinzip des lokalen Gleichgewichts nach J. B. Thompson, 1959, S. 430). Falls in den QS des Lukmanier-Gebietes tatsächlich ein chemisches Gleichgewicht erreicht wurde – nach E.-an Zen (1963, S. 939) ist die Befolgung der Phasenregel nur eine notwendige, aber noch keine hinreichende Bedingung dafür –, muss das chemische Potential des Sauerstoffes in einigen Fällen vom System selbst, und nicht von aussen, bestimmt worden sein, d. h. O_2 war keine mobile Komponente. Ob diese Annahme auch tatsächlich zutrifft, werden weitere Untersuchungen zeigen müssen.

c) *Elementverteilung zwischen koexistierenden Phasen*

Die heute wohl gebräuchlichste Methode, um Fragen des chemischen Gleichgewichtes abzuklären, stützt sich auf die Verteilung der Elemente in koexistierenden Mineralien.

Betrachten wir ein geographisch beschränktes Gebiet, in welchem annähernd dieselben Metamorphosebedingungen (Temperatur, Gesamtdruck, Partialdrucke der fluiden und gasförmigen Komponenten) herrschten; bei einem erreichten chemischen Gleichgewicht ist dann die Verteilung eines Elementes zwischen den verschiedenen koexistierenden Phasen eines Systems nur von der chemischen Zusammensetzung des Gesamtgesteins abhängig. Erfolgt umgekehrt die Verteilung eines Elementes zwischen den verschiedenen Mineralien einer Paragenese entsprechend dem sich ändernden Gesteinschemismus, so weist dies auf ein erreichtes lokales chemisches Gleichgewicht hin. Eine thermodynamische Behandlung dieses Problems findet man u.a. bei H. RAMBERG & G. DEVORE, 1951; R. KRETZ, 1960, 1961, 1963; R. F. MUELLER, 1960, und A. L. ALBEE, 1965 *c*.

Betrachten wir z. B. die Verteilung von Mg und Fe zwischen koexistierenden Mineralpaaren von Granat–Biotit; der Mg–Fe-Austausch lässt sich durch folgende Gleichung ausdrücken (R. KRETZ, 1964, S. 11/12; S. K. SEN & K. R. CHAKRABORTY, 1968, S. 187):

$$\underset{\text{im (Mg, Fe)-Granat}}{\text{Fe-Granat}} + \underset{\text{im (Mg, Fe)-Biotit}}{\text{Mg-Biotit}} = \underset{\text{im (Mg, Fe)-Granat}}{\text{Mg-Granat}} + \underset{\text{im (Mg, Fe)-Biotit}}{\text{Fe-Biotit}}$$

Bei Gleichgewichtsbedingungen gilt dann nach R. KRETZ (1960, S. 170):

$$\frac{X^{Gr}}{1-X^{Gr}} \times \frac{1-X^{Bi}}{X^{Bi}} = K_f \times e^{(\Delta G/RT)}$$

wo $X = Mg/Mg+Fe$ (Atom- oder Molekular-Verhältnisse) im Granat (Gr) bzw. im Biotit (Bi); $\triangle G$ ist die Änderung der freien Energie bei obiger Mineralumsetzung; T ist die absolute Temperatur, und R ist die Gaskonstante. K_f setzt sich aus den Aktivitätskoeffizienten von Fe und Mg im (Mg, Fe)-Granat bzw. (Mg, Fe)-Biotit zusammen.

Die linke Seite der obigen Gleichung wird nun als Verteilungs-Koeffizient bezeichnet, wobei die folgenden Ausdrücke einander gleichwertig sind:

$$K_D \equiv \frac{X^{Gr}}{1-X^{Gr}} \times \frac{1-X^{Bi}}{X^{Bi}} = \frac{(Mg/Fe)^{Gr}}{(Mg/Fe)^{Bi}} \text{ (Atom- oder Molekularverhältnisse)} = \frac{(MgO/FeO)^{Gr}}{(MgO/FeO)^{Bi}} \text{ (Gew.-\%)}$$

Die Verteilung der Elemente zwischen koexistierenden Mineralien wird gewöhnlich graphisch in Diagrammen nach Roozeboom (siehe R. KRETZ, 1959, S. 379) dargestellt; dabei wird in einem rechtwinkligen Koordinatensystem z. B. $X^{Gr} = (Mg/Mg+Fe)^{Gr}$ gegen $X^{Bi} = (Mg/Mg+Fe)^{Bi}$ aufgetragen. Verschiedene Mineralpaare mit gleichen K_D-Werten liegen dann bei Gleichgewichtsbedingungen auf Kurven verschiedener Krümmung (siehe R. KRETZ, 1961, S. 368). Praktischer ist aber die Darstellungsart von A. L. ALBEE (1965 *c*, S. 276), welche z. B. die Verhältnisse $(Mg/Fe)^{Gr}$ und $(Mg/Fe)^{Bi}$ als Variablen verwendet; dann verlaufen nämlich Linien mit konstanten K_D-Werten als Geraden durch den Koordinatenursprung, wobei der K_D-Wert einer Geraden ein direktes Mass für deren Steigung ist.

Fig. 47 und 48 zeigen Verteilungsdiagramme für das Verhältnis (Mg/Fe) zwischen koexistierenden Biotiten, Granaten, Hornblenden und Staurolithen aus den QS des Lukmanier-Gebietes. Die dabei verwendeten Atom-% sind in Tab. 46 enthalten. Die in den Fig. 47 und 48 angeführten K_D-Werte wurden aus den einzelnen Verteilungs-Koeffizienten der entsprechenden Mineralpaare gemittelt. In allen Berechnungen wurde der Totaleisengehalt der Mineralien verwendet, da es aus analytischen Gründen nicht möglich war, den Oxydationszustand des Eisens in den Granaten und Staurolithen zu bestimmen. Es ist möglich, dass dieses Vorgehen nicht ganz korrekt ist, weil sich das zwei- und dreiwertige Fe im Granat und Staurolith nicht auf Plätzen gleicher Koordinationszahl befindet und dann evtl. nicht vollkommen austauschbar ist. Für eine Diskussion dieser Frage sei auf R. KRETZ (1959, S. 381) verwiesen.

Tabelle 46: *Atom-% der Kationen Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn, Mg und Ca in koexistierenden Mineralien*

		MF 147	MF 149	MF 228	MF 307	MF 315	MF 333
Biotit	Fe^{2+}	28,5	33,2	29,8	27,7	41,5*	35,1
	Fe^{3+}	6,09	6,67	6,48	5,13		4,02
	Mn	0,51	0,57	0,13	0,07		0,20
	Mg	64,9	59,6	63,6	67,1	58,5	60,7
Granat	$Fe^{tot.}$*			67,5	67,7	81,4	69,55
	Mn			0,44	3,44	0,47	0,23
	Mg			11,65	14,1	10,4	14,5
	Ca			20,4	14,8	7,8	15,8
Hornblende	Fe^{2+}	18,0	18,6	27,7	25,7		
	Fe^{3+}	0,83	0,86	6,51	8,12		
	Mn	0,60	0,60	0,17	0,17		
	Mg	52,3	51,0	34,4	37,7		
	Ca	28,2	29,0	31,2	28,3		
Staurolith	$Fe^{tot.}$*				68,0	73,8	74,0
	Mn				0,53	0,24	0,83
	Mg				31,5	26,0	25,2

* Alles Fe als Fe^{2+}

Wie Fig. 47 und Fig. 48 zeigen, sind Mg und Fe zwischen den koexistierenden Mineralien mit gleichem oder doch sehr ähnlichem Metamorphosegrad (die Proben MF 147 und 149 stammen aus der höhergradigen Biotit-Zone, alle übrigen Proben aus der Staurolith-Zone, vgl. Fig. 51) ziemlich regelmässig verteilt, was darauf hinweist, dass ein lokales chemisches Gleichgewicht annähernd erreicht wurde.

Einer zusätzlichen Erklärung bedarf die etwas abweichende Mg–Fe-Verteilung zwischen Granat und Biotit der Probe MF 333 (vgl. Fig. 48). Die Probe stammt vom P. Molare, d.h. ca. 5 km weiter südsüdöstlich als die andern analysierten Granat–Biotit-Paare von Frodalera–Brönich; es ist deshalb

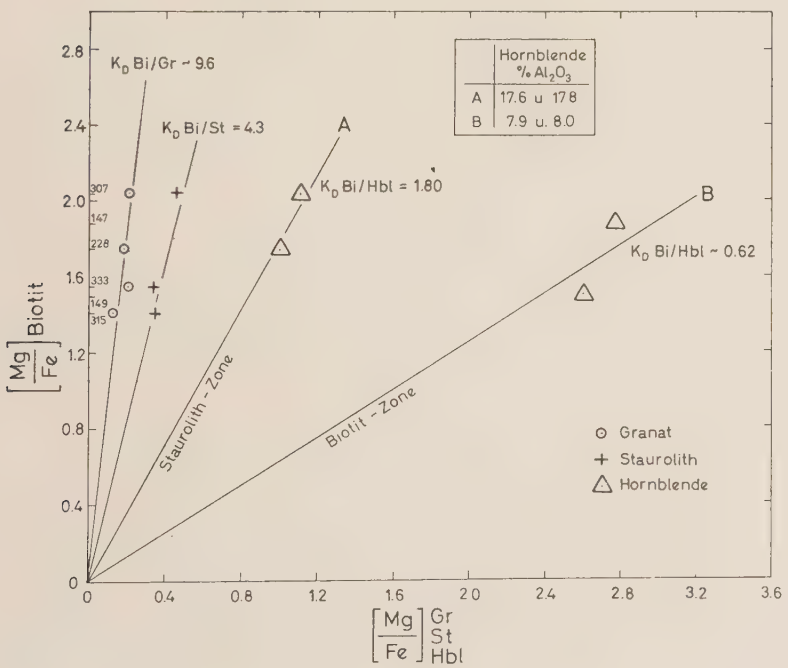


Fig. 47: Verteilung von Mg und Fe zwischen koexistierenden Biotiten, Granaten, Staurolithen und Hornblenden in den Quartenschiefern des Lukmanier-Gebietes. Erläuterungen im Text.

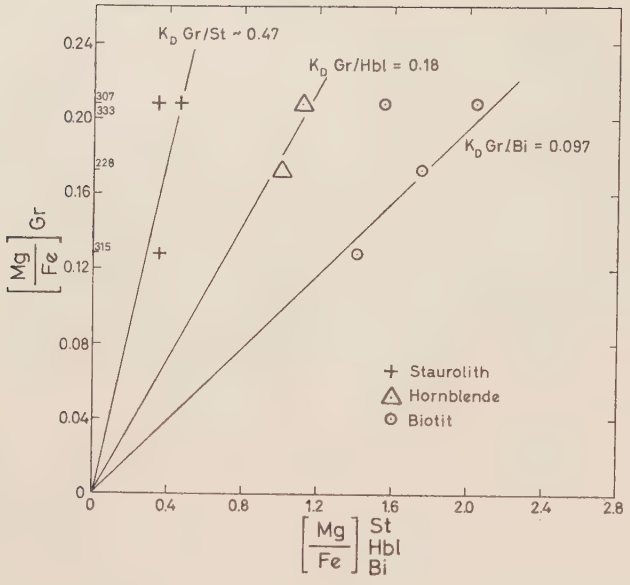


Fig. 48: Verteilung von Mg und Fe zwischen koexistierenden Granaten, Staurolithen, Hornblenden und Biotiten in den Quartenschiefern des Lukmanier-Gebietes. Erläuterungen im Text.

möglich, dass Probe MF 333 einen etwas höheren Metamorphosegrad aufweist als die andern Proben, obwohl sich dies mineralfaziell nicht äussert (alle untersuchten granathaltigen Proben gehören der Staurolith-Zone an). Nun haben sowohl A. L. Albee (1965 *b*) als auch S. K. Sen & K. R. Chakraborty (1968) gezeigt, dass die $K_{D(Mg-Fe)}$-Werte koexistierender Granat–Biotit-Paare mit zunehmendem Metamorphosegrad grösser werden, und dieser Fall könnte deshalb auch für Probe MF 333 zutreffen. Dieselben K_D-Werte wachsen aber nicht nur mit ansteigendem Metamorphosegrad an, sondern ebenso mit zunehmendem Mn-Gehalt im Granat (R. Kretz, 1959, S. 392; A. L. Albee, 1965 *b*; S. K. Sen & K. R. Chakraborty, 1968, Fig. 7). Tatsächlich erwies sich der Granat der Probe MF 333 als Mn-reich; trotzdem sollte man meinen, dass dieses Element keinen Einfluss auf die Mg–Fe-Verteilung zwischen Granat und Biotit ausüben konnte, weil fast alles Mn im Granatkern konzentriert ist und sich ja nur der Mn-arme Granatrand mit seiner Umgebung im chemischen Gleichgewicht befinden dürfte.

Beachtung verdient noch die verschiedene Mg–Fe-Verteilung in den beiden Biotit–Hornblende-Paaren mit unterschiedlichem Metamorphosegrad (vgl. Fig. 47). R. Kretz (1960, Fig. 3) wies nach, dass die $K^{Gr-Hbl}_{D(Mg-Fe)}$-Werte mit zunehmendem Al-Gehalt der Hornblenden anwachsen; da aber R. Kretz seine Untersuchungen an Skarn-Mineralien durchführte, konnte nicht von vornherein damit gerechnet werden, dass sich seine Resultate auch auf unsere Proben übertragen liessen. Zudem bestand auch die Möglichkeit, dass die oben genannten K_D-Werte vom Metamorphosegrad abhängig sein könnten, weil diese Frage in der Literatur bisher nicht angeschnitten worden ist. Es wurde deshalb versucht abzuklären, inwieweit die Mg–Fe-Verteilung koexistierender Biotite und Hornblenden aus chemisch «normal» zusammengesetzten Gesteinen vom Al-Gehalt der Hornblenden und/oder vom Metamorphosegrad beeinflusst wird. Wie aus Fig. 49 ersichtlich ist, besteht jedenfalls eher eine Abhängigkeit der $K^{Bi-Hbl}_{D(Mg-Fe)}$-Werte vom Al-Gehalt der Hornblenden als vom Metamorphosegrad, doch kann die gestellte Frage noch nicht als endgültig gelöst betrachtet werden.

9. Zur mineralfaziellen Stellung der Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes

Tab. 47 enthält alle bis heute beobachteten QS-Paragenesen des Lukmanier-Gebietes, wozu folgende Erläuterungen notwendig sind: Hinter der Bezeichnung «Hellglimmer» verbirgt sich eines oder mehrere der Mineralien Muskovit s. str. (vgl. S. 62), Phengit, Paragonit und Margarit, wenn deren Spezies nicht näher bestimmt worden war; wenn zwischen Dolomit und Calcit (sowie evtl. weiteren Carbonatmineralien) nicht unterschieden wurde, so steht dafür der Name «Carbonat»; beim Granat handelt

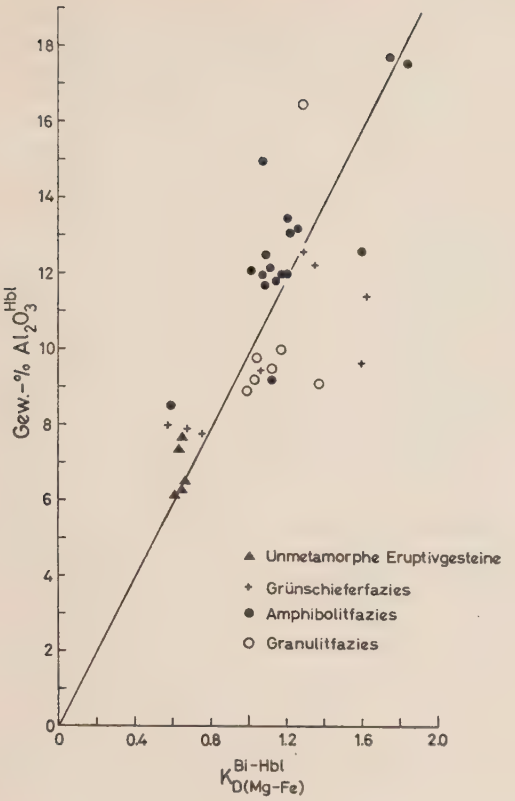


Fig. 49: Beziehung zwischen dem Verteilungskoeffizienten $K_{D(Mg-Fe)}^{Bi-Hbl}$ und dem Al-Gehalt der Hornblenden von Biotit–Hornblende-Paaren unterschiedlichen Metamorphosegrades. Analysendaten aus G. DeVore (1955), R. Kretz (1959), S. K. Saxena (1966), G. Troll (1968) und vom Autor.

es sich vorwiegend um einen grossularreichen Almandin; Klinozoisit, Pistazit und Zoisit wurden als Epidot-Gruppe zusammengefasst. Am Anfang jeder Paragenese stehen die Hauptgemengteile in einer festgesetzten Reihenfolge, welche *keinen* Hinweis auf die relative Häufigkeit der Hauptgemengteile gibt; am Schluss jeder Paragenese sind Mineralien aufgeführt, die in Mengen <5 Vol.-% auftreten, wobei der Übersichtlichkeit wegen die folgenden Mineralien nicht in Tab. 47 aufgenommen wurden: Turmalin, Apatit, Zirkon, Ilmenit, Rutil, Titanit, Magnetit, Pyrit und «Graphit». In der Staurolith-Zone auftretender Chlorit wurde nicht erwähnt, weil dieses Mineral nach unseren Beobachtungen dort eine retrograde Bildung ist. Alle in Tab. 47 aufgeführten Paragenesen beruhen zwar auf Dünnschliffbeobachtungen, aber es bleibt eine offene Frage, ob es sich dabei auch immer um Gleichgewichts-Paragenesen handelt. Immerhin wurden gepanzerte Relikte (hauptsächlich Chloritoidkerne in Granaten und Staurolithen, vgl. dazu auch L. Bosshard, 1929) als nicht zur stabilen Paragenese gehörig betrachtet und deshalb nicht in Tab. 47 aufgenommen.

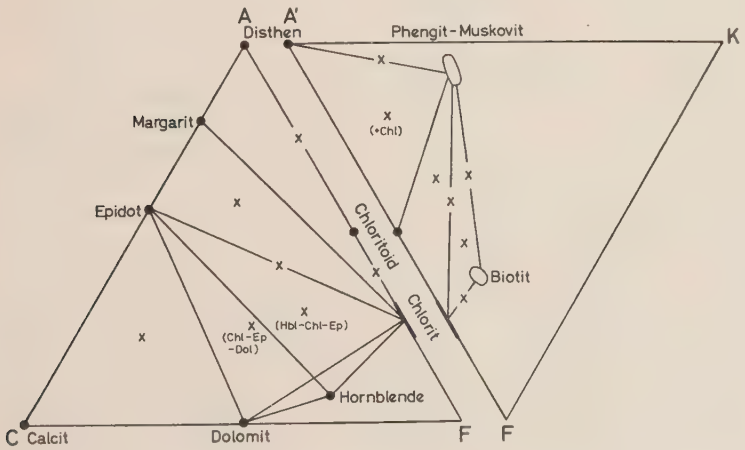


Fig. 50: Mineralparagenesen in den Quartenschiefern des nördlicheren Lukmanier-Gebietes (höhergradige Grünschieferfazies), dargestellt in den ACF- und A'KF-Diagrammen nach H. G. F. Winkler (1965).

Tabelle 47: *Mineralparagenesen in den Quartenschiefern des Lukmanier-Gebietes*

Erläuterungen im Text. Zusammenstellung unter Verwendung der Arbeiten von W. VAN HOLST (1913), L. J. KRIGE (1918) und L. BOSSHARD (1929)

Abkürzungen

Chl	= Chlorit	Hgl	= Hellglimmer	Gr	= Granat	Plag	= Plagioklas
Mu	= Muskovit	Bi	= Biotit	Hbl	= Hornblende	Dol	= Dolomit
Phe	= Phengit	Ctd	= Chloritoid	Akt	= Aktinolith	Cc	= Calcit
Pa	= Paragonit	St	= Staurolith	Tr	= Tremolit	Carb	= Carbonat
Ma	= Margarit	Di	= Disthen	Ep	= Epidot-Gruppe	*Quarz immer zusätzlich*	

Grünschieferfazies (höhergradige Biotit-Zone und Granat-Zone)

1) Bi + Ep ± Hgl ± Chl ± Plag ± Dol
2) Bi + Ep + Chl ± Hgl
3) Bi + Phe + Mu + Chl ± Plag
4) Bi + Phe ± Chl
5) Phe ± Bi ± Ma ± Plag
6) Phe + Chl + Bi ± Ep
7) Phe + Ep + Carb ± Plag
8) Hgl + Chl + Ep + Dol ± Plag
9) Hbl + Bi + Ep + Plag ± Chl
10) Hbl + Bi + Plag ± Chl ± Ep
11) Ctd + Hgl ± Chl
12) Ctd + Hgl ± Gr ± Chl
13) Di + Hgl
14) Di + Ctd + Hgl + Chl

Almandin–Amphibolitfazies (Staurolith-Zone)
* Paragenesen von der Staurolith-Isograde

15)* Ctd + Mu + Pa ± St ± Di ± Bi ± Chl ± Plag
16)* St + Ctd + Bi ± Plag
17)* St + Ctd + Bi ± Hgl ± Ep
18) St + Di + Hgl ± Bi
19) St + Di + Bi ± Hgl
20) St + Di + Bi + Hgl ± Ep
21) St + Di + Bi + Hgl + Plag
22)* St + Di + Ctd + Mu + Pa ± Chl ± Bi ± Plag
23) St + Di + Gr + Bi + Hgl ± Ep
24) St + Di + Gr + Bi + Mu + Plag ± Pa
25) St + Di + Gr + Hgl ± Ep
26) St + Gr + Hgl ± Di
27) St + Gr + Mu + Pa + Plag ± Di ± Bi
28) St + Gr + Bi + Hgl + Plag ± Di ± Ep
29) St + Gr + Hgl + Ep + Di ± Bi ± Hbl ± Plag
30) St + Bi + Hgl ± Ep ± Plag
31) Di + Bi + Ep + Plag
32) Di + Bi + Ep + Cc
33) Di + Bi + Hgl ± Ep ± Plag
34) Di + Bi + Hgl + Ep + Plag ± St
35) Di + Bi ± Hgl ± Ep + Plag ± Dol
36) Di + Gr + Bi + Hgl
37) Di + Gr + Hgl + Plag ± St ± Bi
38) Di + Gr + Bi ± St ± Hgl ± Ep ± Plag
39) Di + Akt + Hgl ± Bi
40) Gr + Ep ± Bi ± Hgl
41) Gr + Hgl + Ep + Carb ± Bi
42) Gr + Bi + Ep + Plag + Carb ± St
43) Gr + Hgl + Carb ± Di ± Bi ± Ep
44) Gr + Bi + Hgl ± St ± Di ± Ep
45) Gr + Bi + Hgl + Ep + Plag ± Cc ± Dol
46) Gr + Hgl ± St ± Di ± Bi ± Ep ± Plag ± Cc
47) Hbl + Bi + Ep ± Hgl ± Plag
48) Hbl + Bi + Ep + Plag + Carb
49) Hbl + St + Di + Bi + Plag ± Gr ± Ep
50) Hbl + Di + Bi + Ep + Plag + Carb
51) Hbl + Di + Gr + Bi + Plag ± St ± Ep
52) Hbl + Bi + Plag + Carb ± St ± Di ± Ep
53) Hbl + Bi ± Gr ± Hgl ± Ep ± Plag ± Dol
54) Akt ± Di ± Bi ± Hgl
55) Akt + Dol ± Bi ± Ep
56) Akt + Dol + Cc ± Hgl
57) Akt + Dol + Cc ± Bi
58) Bi + Hgl + Ep ± Di
59) Bi + Hgl ± Ep ± Plag
60) Bi + Hgl + Cc ± Ep
61) Bi + Hgl + Carb ± Plag
62) Bi + Hgl + Ep ± Plag ± Dol
63) Bi + Hgl + Dol ± Plag ± Di ± Tr
64) Bi + Hgl + Ep + Plag + Carb ± Di
65) Bi + Hgl + Plag ± Di ± Hbl ± Ep ± Carb
66) Bi + Ep ± Di ± Hgl ± Plag
67) Bi + Plag + Dol ± Ep
68) Bi + Dol ± Di ± Gr ± Hgl ± Ep ± Plag
69) Hgl ± Bi ± Ep
70) Hgl + Plag ± Ep
71)* Ma + Bi + Ep ± Gr

Aus Tab. 47 sind die folgenden Feststellungen besonders erwähnenswert:

a) Disthen kommt zusammen mit Chloritoid schon in der Grünschieferfazies vor (Paragenese 14); diese Paragenese ist aus dem unteren Lias des Lukmanier-Gebietes übrigens schon von W. VAN HOLST (1913, S. 38) beschrieben worden.

b) Dolomit und Quarz sind nebeneinander noch bis in die niedrigstgradige Almandin–Amphibolitfazies beständig; die Paragenese Tremolit–Calcit tritt nämlich erst in der Piora-Mulde auf (vgl.

v. TROMMSDORFF, 1966). Auf die sich daraus ergebenden Schlüsse bezüglich der physikalisch-chemischen Bedingungen während der Metamorphose wird auf S. 146 eingegangen.

c) Granat tritt in den QS nur ganz vereinzelt in der Grünschieferfazies auf, und zwar erstmals kurz vor der Staurolith-Isograde. Ein möglicher Grund dafür wurde auf S. 129 erwähnt.

Diese aufgezählten Ergebnisse sind auch aus Fig. 50 ablesbar, in der die beobachteten QS-Paragenesen aus dem Bereich der Grünschieferfazies des Lukmanier-Gebietes in den ACF- und A'KF-Diagrammen von H. G. F. WINKLER (1965) dargestellt sind.

Auf eine Darstellung der QS-Paragenesen aus der Staurolith-Zone in den ACF- und A'KF-Diagrammen wird hier verzichtet; einmal treten sehr viele Paragenesen auf, die in den beiden Diagrammen nicht dargestellt werden können, weil MgO und FeO zu *einer* Komponente zusammengefasst worden sind; ein weiterer Mangel rührt daher, dass unsere relativ grossularreichen Almandine im A'KF-Diagramm nicht darstellbar sind. Der verhältnismässig hohe Ca-Gehalt unserer Almandine dürfte dann aber auch dafür verantwortlich sein, weshalb wir die Mineralkombination Staurolith–Disthen–Granat–Biotit in 10 verschiedenen QS-Paragenesen angetroffen haben (vgl. Tab. 47), obwohl H. G. F. WINKLER (1967) diese Mineralvergesellschaftung aus der Staurolith-Zone nicht erwähnt und andere Autoren schon die Ansicht äusserten, es handle sich dabei um eine Ungleichgewichts-Paragenese.

In Fig. 51 ist die Verteilung einiger wichtiger alpidisch-metamorpher Mineralneubildungen in den QS und den übrigen mesozoischen Sedimenten des Lukmanier-Gebietes wiedergegeben, und Tab. 48 veranschaulicht dasselbe schematisch in einem Querschnitt senkrecht zu den heute bekannten Isograden.

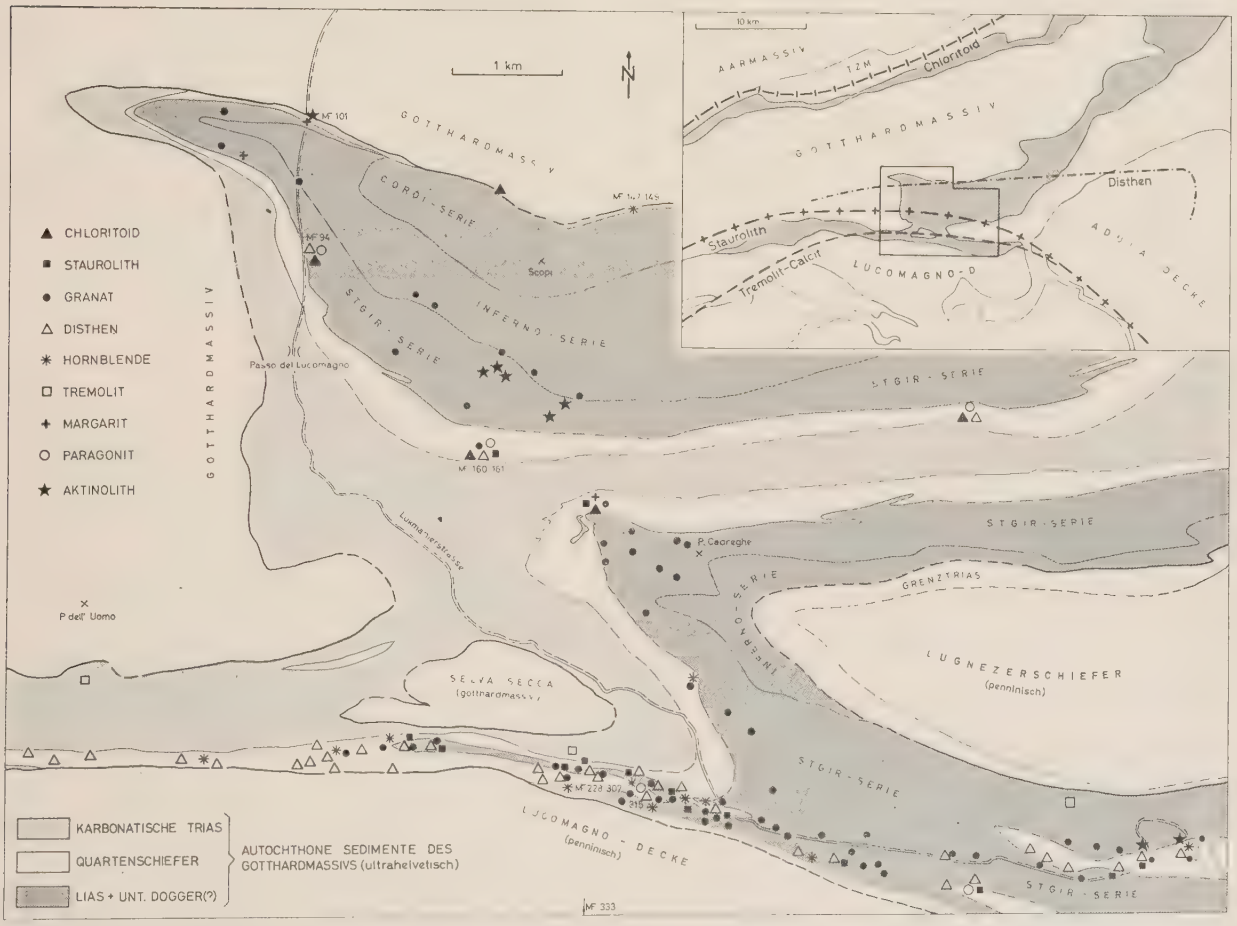
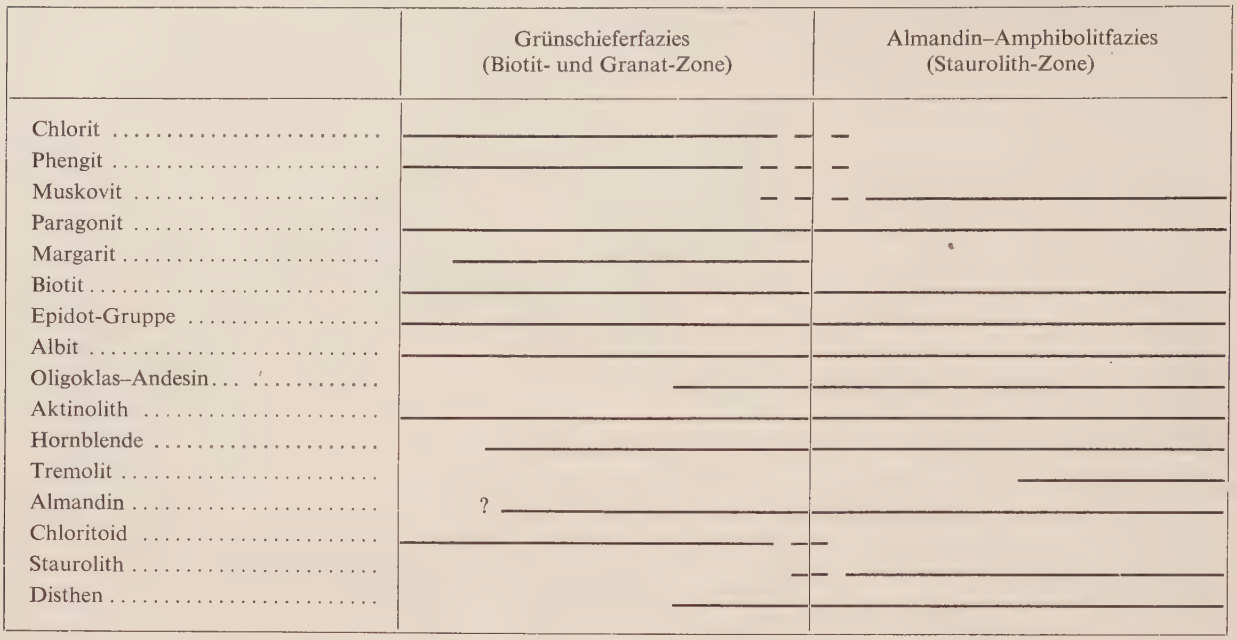


Fig. 51: Verbreitung einiger wichtiger alpidisch-metamorpher Mineralneubildungen in den mesozoischen Sedimenten des Lukmanier-Gebietes. Geologische Unterlagen nach B. CHADWICK (1965) und A. BAUMER (1964). Mineralverteilung nach B. CHADWICK (1965) und dem Autor.

Tabelle 48: *Stabilitätsbereiche der wichtigsten metamorphen Mineralneubildungen im Lukmanier-Gebiet*



Aus Fig. 51 und Tab. 48 geht hervor, dass die QS der Scopi-Mulde noch mehrheitlich im Bereich der höhergradigen Grünschieferfazies im Sinne von H. G. F. Winkler (1967) liegen, dass aber die QS der östlichen Piora-Mulde schon ganz dem Bereich der Staurolith–Almandin-Subfazies der Almandin–Amphibolitfazies angehören.

Die Mineralabfolge in Tab. 48 stimmt gut mit den Angaben von H. G. F. Winkler (1967) für den entsprechenden Metamorphosebereich überein; die einzige grössere Abweichung besteht darin, dass Oligoklas–Andesin zusammen mit Calcit nicht erst an der Staurolith-Isograde erscheinen, sondern schon etwas früher. Dieser Sachverhalt gilt übrigens nicht nur für das Lukmanier-Gebiet, sondern für den ganzen alpidisch-metamorphen Bereich der schweizerischen Zentralalpen.

10. Physikalisch-chemische Bedingungen der Metamorphose

Wie früher gezeigt wurde, dürfte während der Metamorphose in den QS des Lukmanier-Gebietes ein lokales chemisches Gleichgewicht wenigstens annähernd erreicht worden sein; unsere beobachteten Paragenesen sowie die Zusammensetzung einzelner Mineralien werden dann bestimmt durch den Chemismus des Wirtgesteins, die Temperatur, den Gesamtdruck und die Partialdrucke jeder mobilen Komponente. Angaben über diese Faktoren werden uns heute durch Experimente auf dem Gebiet der Mineralsynthese geliefert. Da aber die gegenwärtig angewandten Versuchsbedingungen den komplexen Naturverhältnissen noch kaum durchwegs gerecht werden, dürfen die Resultate aus den Syntheseexperimenten nicht ohne weiteres auf die Natur übertragen werden (eine kritische Stellungnahme zu diesem Problem findet man z. B. bei W. S. MacKenzie, 1965). Es kann sich deshalb im folgenden nur darum handeln, eine grobe Abschätzung der physikalisch-chemischen Bedingungen zu geben, unter denen die Metamorphose der QS des Lukmanier-Gebietes stattfand.

a) *Temperatur-Abschätzung*

Eine Anwendung des Muskovit–Paragonit-Thermometers ergibt für unseren Fall die – verglichen mit andern geologischen Thermometern (siehe unten) – viel zu hohen Bildungstemperaturen von 600–650 °C. Da dieselbe Beobachtung auch anderswo gemacht wurde (J. B. Thompson, mündl. Mitt. 1968), lassen wir die Angaben des Muskovit–Paragonit-Thermometers im folgenden ausser acht.

Besonders schön kann in den QS das Verschwinden des Chloritoides und das gleichzeitige Erscheinen des Staurolithes verfolgt werden (vgl. S. 119). Entsprechende Experimente über die obere Stabilitätsgrenze von Chloritoid und die untere Stabilitätsgrenze von Staurolith bei Anwesenheit von Quarz liegen vor von G. Hoschek (1967 *a* und *b*), S. W. Richardson (1968) und J. Ganguly (1968). G. Hoschek (1967 *a*) gelang der Nachweis der Gleichgewichtsreaktion Chloritoid = Al-Silikat (Disthen bzw. Andalusit) + Staurolith + Quarz + Wasser bei einer nur wenig druckabhängigen Temperatur von ca. 550 °C. F. J. Turner (1968, S. 131) wendet gegenüber diesem Experiment ein, dass am Abbau von Chloritoid zugunsten von Staurolith in der Natur auch Glimmermineralien beteiligt sein dürften; nach F. J. Turner wird Chloritoid bei Anwesenheit von Quarz und Glimmern deshalb schon bei einer Temperatur von 500 °C und 4 kb Wasserdruck von Staurolith abgelöst, aber diese Annahmen werden von F. J. Turner leider nicht weiter begründet.

Unterdessen führte G. Hoschek (1967 *b*) auch die Gleichgewichtsreaktion Chlorit + Muskovit = Staurolith + Biotit + Quarz + Wasser durch, also eine Umsetzung, die der von uns vorgeschlagenen Mineralreaktion für die erstmalige Staurolithbildung in den QS sehr ähnlich ist (vgl. S. 122). Nach dieser Reaktion liegt die untere Stabilitätsgrenze von Staurolith – wie schon bei der früher erwähnten Reaktion – bei ca. 550 °C und einer vom Druck nur wenig abhängigen Temperatur.

S. W. Richardson (1968) gelangte bei seinen experimentellen Untersuchungen zum Schluss, dass Staurolith und Quarz bei Anwesenheit von Muskovit nur bei Temperaturen von 500–550 °C gemeinsam auftreten können; seine Resultate stimmen also gut mit denjenigen G. Hoscheks überein.

Nach J. Ganguly (1968) werden die Stabilitätsbereiche von Chloritoid und Staurolith durch den Sauerstoff-Partialdruck (p_{O_2}) stark beeinflusst, wobei Chloritoid bis zu höherem p_{O_2} beständig sein kann als Staurolith. Aus den Berechnungen von G. W. Fisher (1967, Fig. 51) geht aber hervor, dass die für die Staurolithbildung in den QS wichtige Reaktion Chloritoid + Chlorit + Muskovit = Staurolith + Biotit + Quarz + Wasser von der Aktivität des Sauerstoffs nur wenig abhängig ist. (Eine Erhöhung der Sauerstoff-Aktivität von der unteren zur oberen Stabilitätsgrenze des Magnetits bei 550 °C würde die Gleichgewichtstemperatur der erwähnten Reaktion um weniger als 50 °C erniedrigen.)

Hornblenden mit ähnlicher chemischer Zusammensetzung wie die in dieser Arbeit analysierten wurden bisher einzig von K. Schürmann (1967) experimentell untersucht. Dieser Autor legte die Stabilitätsbereiche von aktinolithischen Hornblenden mit 5,7 bzw. 11,4 Gew.-% Al_2O_3 fest (p_{H_2O} = 1 kb, p_{CO_2} = 50 Bar). Die beiden Hornblenden MF 147 und 149 der Val Casatscha (ca. 2 km nördlich der Staurolith-Isograden, vgl. Fig. 51) mit 7,9 bzw. 8,0 Gew.-% Al_2O_3 besitzen Mg–Fe-Verhältnisse von $Mg_{74}Fe_{26}$ bzw. $Mg_{72}Fe_{27}$; aus dem Phasendiagramm von K. Schürmann (1967, Abb. 3) kann dann für unsere beiden Hornblenden eine minimale Bildungstemperatur von 440 °C herausgelesen werden (allerdings ohne den Einfluss höherer Drucke berücksichtigt zu haben). Zur Bildung der beiden Al-reichen Hornblenden MF 228 und 307 von Frodalera waren nach K. Schürmann mindestens Temperaturen von 500 °C notwendig.

Auf Grund der oben genannten Experimente gelangen wir zu einer Temperatur-Abschätzung für das Lukmanier-Gebiet von ca. 500–550 °C.

b) *Abschätzung des Gesamtdruckes*

Einer der Hauptgründe dafür, dass wir in der Literatur z. T. so widersprechende Temperatur- und Druckangaben für die verschiedenen Mineralfaziesbereiche finden, geht auf die Untersuchung des petrogenetisch wichtigen Systems Al_2O_3–SiO_2–H_2O zurück; denn in den P T-Diagrammen der meisten Autoren bildet die Lage des Tripelpunktes Andalusit–Disthen–Sillimanit einen Kernpunkt, nach welchem die Kurven anderer univarianter Gleichgewichte orientiert werden. Das Angebot an experimentell bestimmten Tripelpunkten der Al_2SiO_5-Polymorphe ist nun so gross, dass jeder Autor «seinen» gewünschten Tripelpunkt wählen kann: Während z. B. A. Miyashiro (1967) zur Konstruktion ihres P T-Diagrammes der metamorphen Fazien von einem Tripelpunkt bei 480 °C und 5 kb ausgeht, verwenden H. G. F. Winkler (1967) und F. J. Turner (1968) in ihren neuesten Lehrbüchern Werte für den genannten Tripelpunkt von 600 °C und 6,5 kb bzw. 480 °C und 2,8 kb.

H. G. F. WINKLER folgend stützen wir uns im folgenden auf die Experimente von E. ALTHAUS (1967), weil dessen Resultate über das System Al_2SiO_5 am besten mit unserem heutigen Bild über die Abfolge der metamorphen Fazien übereinstimmen[6]; ein Bild, das sowohl durch Feldbeobachtungen als auch durch experimentelle Ergebnisse an anderen Systemen bestimmt wird. Disthen, welcher in den QS des südlichen Lukmanier-Gebietes weit verbreitet ist (vgl. Fig. 51), verlangt nach E. ALTHAUS (1967) einen minimalen Bildungsdruck von 6 kb. Falls wir diesen Druck als rein lithostatischen Belastungsdruck ansehen, müsste über dem Lukmanier-Gebiet einst ein Deckenstapel von wenigstens 20 km Mächtigkeit gelegen haben. Über die Frage, ob diese Annahme geologisch gesehen vertretbar ist oder nicht, gehen die Meinungen verständlicherweise auseinander, weil meiner Ansicht nach noch zu viele Voraussetzungen fehlen, um darauf eine gültige Antwort geben zu können. (Immerhin sei an dieser Stelle ein klassisches Profil von ALB. HEIM (1921, Taf. XXVII) erwähnt, in welchem für das Lukmanier-Gebiet mit einer Überdeckung von ca. 15 km gerechnet wird.)

Eine weitere Möglichkeit einer Abschätzung des bei der Metamorphose wirksamen Gesamtdrucks ist uns durch die Experimente von B. VELDE (1965, 1967) in die Hand gegeben worden. Nach diesem Autor gibt der Si-Gehalt von K-Hellglimmern Auskunft über dessen Bildungsbedingungen. Bei einer Temperatur von etwa 500 °C (vgl. S. 145) wäre dann der K-Hellglimmer MF 101 (Si = 3,43, vgl. Tab. 22) nach dem Diagramm von B. VELDE (1967 *a*, Fig. 1) bei einem Druck von 7–8 kb gebildet worden. Dazu muss allerdings einschränkend beigefügt werden, dass B. VELDE seine Untersuchungen auf reine Mg-Phengite beschränkte, während unsere K-Hellglimmer neben Mg auch Fe^{2+} und Fe^{3+} enthalten. Die Ergebnisse von B. VELDE können daher nicht ohne weiteres auf unsere Verhältnisse übertragen werden, doch ist es bemerkenswert, dass zwei voneinander unabhängige Methoden zu ähnlichen Angaben über den herrschenden Metamorphose-Druck im Lukmanier-Gebiet führen.

c) *p_{H_2O}, p_{CO_2} und p_{O_2}*

Nach H. G. F. WINKLER (1967, S. 14) darf man für die allermeisten Fälle der Metamorphose annehmen, dass der auf die fluide bzw. gasförmige Phase ausgeübte Druck ungefähr gleich dem auf die festen Minerale ausgeübten Gesamtdruck ist ($P_f \cong P_{total}$). Bei der Umwandlung toniger Sedimente dürfte die fluide Gasphase stark überwiegend H_2O sein, d. h. $P_{total} \cong P_f = p_{H_2O}$. Bei der Metamorphose mergeliger Sedimente ist aber zusätzlich CO_2 in der Gasphase anwesend, so dass sich der Gesamtdruck wie folgt zusammensetzt: $P_{total} \cong P_f = p_{H_2O} + p_{CO_2}$. Vorläufig ist es schwierig, genauere Werte über p_{CO_2} zu erhalten, denn die Mineralreaktionen, welche in den QS unter Beteiligung von Dolomit ablaufen, sind bis heute noch nicht experimentell untersucht worden. Bei der normalen Abfolge der Faziesserien vom Barrow-Typ ist Dolomit in Gegenwart von Quarz nur in der Grünschieferfazies beständig (H. G. F. WINKLER, 1967, S. 97). Die Tatsache, dass Tremolit im Lukmanier-Gebiet erst innerhalb der Staurolith–Almandin-Subfazies auftritt (V. TROMMSDORFF, 1966; vgl. auch Fig. 51), ist nach H. G. F. WINKLER (1967, S. 98) ein Hinweis für besonders hohen Gasdruck während der Metamorphose, wobei der Anteil von CO_2 in der Gasphase aussergewöhnlich gross gewesen sein muss. Zum gleichen Ergebnis gelangte auch E. JUSTIN-VISENTIN (1967, S. 18) für die Metamorphose der QS der Val Formazza.

V. S. SOBOLEV et al. (1966, Tab. 1) schätzen den Anteil von p_{CO_2} am Gesamtdruck im Bereich der Amphibolitfazies auf ca. 60% (d. h. $p_{CO_2} = 0{,}6 \times P_{total}$); bei einem Gesamtdruck von 6–8 kb (vgl. oben) hätten wir also mit einem CO_2-Partialdruck von mindestens 3,5 kb zu rechnen. F. J. TURNER (1967) hat unter der Annahme, dass $p_{H_2O} = p_{CO_2}$ ist, die unvariante Gleichgewichtskurve der Reaktion Dolomit + Quarz + H_2O = Tremolit + Calcit + CO_2 in einem P–T-Diagramm berechnet; da die Tremolitbildung im Lukmanier-Gebiet erst südlich der Staurolith-Isograden beginnt, d. h. wahrscheinlich bei Temperaturen $\gtrsim 550$ °C, kann man aus dem Diagramm von F. J. TURNER (1967, Fig. 3) abschätzen, dass dann p_{CO_2} etwa 2,5 kb betragen würde. Die Angaben von V. S. SOBOLEV et al. einerseits und F. J. TURNER anderseits sind zwar verschieden, doch geben sie uns einen ersten Anhaltspunkt über die Grössenordnung von p_{H_2O} und p_{CO_2} während der Metamorphose im Lukmanier-Gebiet.

[6] Neueste Ergebnisse von P. M. BELL et al. (1968) haben die experimentellen Daten von E. ALTHAUS weitgehend bestätigt.

Der Partialdruck des Sauerstoffs (p_{O_2}) spielt zwar bei der Metamorphose mengenmässig gesehen nur eine sehr untergeordnete Rolle (Grössenordnung 10^{-20} Bar). Trotzdem haben Experimente gezeigt, dass der Einfluss von p_{O_2} bei der Genese Fe- und Mn-haltiger Mineralien mitberücksichtigt werden muss (für eine Übersicht dieser Fragen sei z.B. auf H.P. EUGSTER, 1959, verwiesen).

Unter den röntgenographisch bestimmten Erzmineralien fanden wir Ilmenit, aber keinen Hämatit und Magnetit; in den analysierten Gesamtgesteinen weist das Eisen einen geringen Oxydationsgrad auf (vgl. Fig. 34). Daraus schliessen wir, dass p_{O_2} während der Metamorphose der QS des Lukmanier-Gebietes relativ klein gewesen sein muss.

d) *Zur Frage von Stoffwanderungen*

Fig. 18 (S. 57) zeigt eine disthen- und staurolithführende QS-Probe mit noch gut erkennbarer Schrägschichtung; auch ein beträchtlicher Metamorphosegrad vermochte die geringen chemischen Unterschiede des ehemaligen Sedimentes nicht zu verwischen. In diesem Beispiel verlief die Metamorphose also vorwiegend isochemisch.

Die beiden Proben MF 228 und 307 von Frodalera weisen bis 10 cm lange Hornblendestengel auf. Eine solche Kornvergrösserung gegenüber dem unmetamorphen Keuper bedingt natürlich eine Konzentration der verschiedenen Elemente in bestimmte Mineralien, d.h. bei den grobporphyroblastischen Gesteinen müssen wir Stoffwanderungen im cm-Bereich annehmen. Für metasomatische Vorgänge grösseren Umfanges bestehen aber keine Anhaltspunkte; bedeutende Stoffwanderungen dürften den Bereich der einzelnen Kristallgrössen nicht überschritten haben.

Kleinere Stoffmengen, welche in der leichtbeweglichen Gasphase gelöst waren, müssen aber befähigt gewesen sein, auch über den Handstückbereich hinaus zu wandern, wie am Beispiel der Probe MF 101 zu erkennen ist. Eine radiometrische Altersbestimmung mit der Rb/Sr-Methode ergab für diese QS-Probe ein Maximalalter von 160 Millionen Jahren, also eine deutliche Verjüngung gegenüber dem Sedimentationsalter (Obertrias = 195–205 Millionen Jahre nach «Geological Society Phanerozoic time-scale 1964»). Da die Altersbestimmung an einem Aliquot von ca. 30 kg Gestein durchgeführt wurde, muss mindestens dieser Bereich mit seiner Umgebung Rb und Sr ausgetauscht haben.

Wichtigste Gesteinstypen des tonig-mergeligen, ursprünglich hämatitführenden Keupers vom Jura bis zum Lukmanier-Gebiet (vereinfachte Darstellung)

Man beachte in Tab. 49 die Vermehrung der im Felde unterscheidbaren Gesteinstypen mit zunehmendem Metamorphosegrad, weil K-arme und K-reiche Tone bis Phyllite im Handstück nicht unterschieden werden können.

Tabelle 49: *Wichtigste Gesteinstypen des Keupers*

		Jura	*Glarner Alpen*		*östliche Urseren-Zone*	*Lukmanier-Gebiet*	
			nördliche	*südliche*		*Scopi-Mulde*	*Piora-Mulde*
		unmetamorph	anchimetamorph	anchi–epimetamorph	epimetamorph	epi–mesometamorph	mesometamorph
tonig	K-arm	rote + violette Tone	rote + violette Tonschiefer	violette Tonschiefer bis Phyllite	grüne Chloritoidschiefer	fehlt	braune Staurolith-Glimmerschiefer (± Granat, Disthen)
					zusätzlich mit Quarzknauern		
	K-reich	rote + violette Tone	rote + violette Tonschiefer	violette Tonschiefer bis Phyllite	violette (± grüne) Phyllite	grüne Biotitphyllite + Zweiglimmerschiefer	graugrüne Disthen-Zweiglimmerschiefer
					zusätzlich mit Quarzknauern		
mergelig	K-arm	rote + violette dolomitische Mergel	rote + violette dolomitische Mergelschiefer	violette dolomitische Mergelschiefer	violette (± grüne) dolomitische Phyllite	grüne Hornblende-Biotitschiefer	graugrüne Hornblende-garbenschiefer (± Granat)
					zusätzlich mit Quarzknauern		
	K-reich	rote + violette dolomitische Mergel	rote + violette dolomitische Mergelschiefer	violette dolomitische Mergelschiefer	violette (± grüne) dolomitische Phyllite	grüne carbonatführende Epidot-Zweiglimmerschiefer	grüne Epidot-Zweiglimmerschiefer (± Disthen)
					zusätzlich mit Quarzknauern		
Feinwechsellagerung tonig/dolomitisch		rote + violette Tone/gelbe Dolomitbändchen	rote + violette Tonschiefer/gelbe Dolomitbändchen	violette Tonschiefer/gelbe Dolomitbändchen («Urlaunschiefer»)	violette (± grüne) Phyllite/gelbe Dolomitbändchen	grüne Phyllite bis Zweiglimmerschiefer/gelbe Dolomitbändchen	grüngraue Biotitschiefer/grüne Aktinolithbändchen
					zusätzlich mit Quarzknauern		

Zusammenfassung

Wir verfolgten den Keuper vom Jura bis zum Lukmanier-Gebiet, um die mineralogischen und chemischen Veränderungen des tonig-mergeligen Anteils dieser Formation bei der fortschreitenden alpidischen Regionalmetamorphose zu untersuchen. Aus dem schwach- und unmetamorphen Keuper wurden sechs Profile (Frick, Bohrung Lindau, Quarten, Lauifurkel, Limmernboden und Garvera) mit tonmineralogischen Methoden untersucht; aus dem höher metamorphen Keuper des Lukmanier-Gebietes wählten wir zehn Proben aus, von denen die einzelnen Mineralien separiert und analysiert wurden. Im ganzen führten wir 29 Gesteins- und 27 Mineralanalysen aus (4 Hellglimmer, 6 Biotite, 4 Chloritoide, 4 Staurolithe, 4 Hornblenden und 5 Granate).

Trotz einer grossen Fossilarmut lässt sich der helvetische Keuper – bekannt unter dem Namen Quartenschiefer – als Formation von den Glarner Alpen bis ins Lukmanier-Gebiet verfolgen. Die Quartenschiefer entsprechen im lithostratigraphischen Sinne dem höheren Mittelkeuper des östlichen Schweizer Jura. Obwohl die untersuchten Profile und Einzelproben aus dem unmetamorphen bis mesometamorphen Bereich stammen, sind grössere laterale, primäre Faziesunterschiede aus folgenden Gründen unwahrscheinlich: Vom Jura bis zum Lukmanier-Gebiet wird der höhere, tonig-mergelige Mittelkeuper von Dolomitbändchen und -knollen begleitet; die schwach metamorphen Quartenschiefer der Glarner Alpen weisen denselben chemischen Variationsbereich auf wie die hochmetamorphen Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes; in allen sechs untersuchten Einzelprofilen ist der höhere Mittelkeuper an der Basis deutlich K-reicher als im Dache.

Der unmetamorphe höhere Mittelkeuper von Frick besteht tonmineralogisch aus einem 1Md-Illit im Liegenden und einem 1Md-Illit/Montmorillonit im Hangenden. Im Keuper-Profil der Bohrung Lindau erscheint zusätzlich als diagenetische Neubildung in geringer Menge Chlorit.

Eine beginnende Metamorphose ist in den Quartenschiefern der Glarner Alpen an den folgenden sechs Veränderungen erkennbar: Aus dem «mixed-layer» Illit/Montmorillonit bildet sich ein Al-reicher Chlorit nach der Reaktionsgleichung Illit/Montmorillonit = Al-Chlorit + Illit + Quarz + H_2O; die Illit-Kristallinität nimmt von Norden nach Süden zu; die Illit-Modifikation 1Md wandelt sich in das $2M_1$-Polymorph um; die Quartenschiefer der Glarner Alpen weisen gegenüber dem unmetamorphen Keuper eine deutlich höhere Dichte auf; die roten Quartenschiefer werden mit zunehmender Metamorphose violett, hervorgerufen durch eine Aufnahme von Ti ins Hämatit-Gitter; gegen Süden nimmt die Reaktionsfähigkeit zwischen tonigem Zement und detritischen Quarzkörnern zu. Aus diesen Beobachtungen folgern wir, dass sich die helvetischen Decken der Glarner Alpen im Bereich der Zeolithfazies, das Autochthon des östlichen Aarmassivs aber schon im Bereich der Chlorit-Zone der Grünschieferfazies befindet.

Die Quartenschiefer der östlichen Urseren-Zone weisen als alpidisch-metamorphe Mineralneubildungen Chloritoid und Paragonit auf. Gleichzeitig mit der Chloritoidbildung findet eine Violett–Grün-Verfärbung statt, welche sich chemisch in einer Reduktion des drei- zum zweiwertigen Eisen äussert. Der Chloritoid bildet sich nach folgender Mineralumsetzung: Al-Chlorit + Ti-haltiger Hämatit = Chloritoid + Prochlorit + Rutil + H_2O + O_2. Der Chloritoid der östlichen Urseren-Zone ist triklin und Mg-arm (1–3 Gew.-% MgO); im Gegensatz dazu ist der Chloritoid des Lukmanier-Gebietes monoklin und Mg-reicher (4–6 Gew.-% MgO). Mineralfaziell gehören die Quartenschiefer der östlichen Urseren-Zone der Biotit-Zone der Grünschieferfazies an.

Die auffallendsten Mineralneubildungen in den Quartenschiefern des Lukmanier-Gebietes sind Staurolith, Disthen, Hornblende und Granat. Die wichtigste, aber nicht einzige Mineralreaktion zur Staurolithbildung lautet: Chloritoid + Muskovit + Chlorit = Staurolith + Biotit + Quarz + H_2O. Disthen dürfte sich überwiegend auf folgende Art bilden: Al-reicher Chlorit + K-Hellglimmer = Disthen + Biotit + H_2O. Für die Hornblendebildung ist folgende Reaktionsgleichung von Bedeutung:

Dolomit + Chlorit + Epidot + Albit = Hornblende + Plagioklas + H_2O + CO_2. Mit steigendem Metamorphosegrad wird Illit von Phengit und dieser wiederum von Muskovit abgelöst. Der mit Paragonit koexistierende K-Hellglimmer wird mit zunehmender Metamorphose Na-reicher; dies äussert sich in einer Abnahme der Grösse $d(002)_{\text{K-Hellglimmer}} - d(002)_{\text{Paragonit}}$ von 0,357 Å in der östlichen Urseren-Zone auf 0,289 Å in der Piora-Mulde. Der erste almandinreiche Granat weist einen Ca-Gehalt von bis zu 10 Gew.-% CaO auf. Die analysierten Biotite, Staurolithe und Hornblenden lassen keine eindeutige Abhängigkeit vom Metamorphosegrad erkennen; die Zusammensetzung dieser Mineralien ist stark vom Chemismus des Muttergesteins und/oder der Paragenese abhängig. Turmalin kann in den Quartenschiefern des Lukmanier-Gebietes als Metamorphoseindikator benützt werden: Mit zunehmender Metamorphose beginnen die klastischen Turmalinkerne weiter zu wachsen, wobei das Turmalinwachstum von der Lukmanier-Passhöhe bis Frodalera durchschnittlich gleichmässig vor sich geht. Mit zunehmender Metamorphose werden die Quartenschiefer ärmer an H_2O, CO_2 und Fe_2O_3, während der Gehalt an Na_2O und FeO zunimmt. Der CO_2-Verlust bei der Entgasung der dolomitführenden Quartenschiefer im Lukmanier-Gebiet kann bis zu 20 Gew.-% betragen. Texturelle Beziehungen, die Anwendung der Phasenregel sowie die Verteilung von Mg und Fe zwischen koexistierenden Biotiten, Granaten, Staurolithen und Hornblenden weisen darauf hin, dass in den Quartenschiefern des Lukmanier-Gebietes ein lokales chemisches Gleichgewicht annähernd erreicht wurde. Vom mineralfaziellen Standpunkt aus gesehen, findet im Lukmanier-Gebiet der Übergang von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies statt.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweiz. mineral. u. petrogr. Mitt.
Eclogae = Eclogae geol. Helv.

Adams, J.E. & Rhodes, M.L. (1960): *Dolomitization by seepage refluxion.* – Bull. amer. Ass. Petroleum Geol. *44*, p. 1912–1920.

Albee, A.L. (1962): *Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series.* – Amer. Mineralogist *47*, p. 851–870.

– (1965 *a*): *A Petrogenetic Grid for the Fe-Mg Silicates of Pelitic Schists.* – Amer. J. Sci. *263*, p. 512–536.

– (1965 *b*): *Distribution of Fe, Mg and Mn between Garnet and Biotite in Natural Mineral Assemblages.* – J. Geol. *73*, p. 155–164.

– (1965 *c*): *Phase Equilibria in Three Assemblages of Kyanite-Zone Pelitic Schists, Lincoln Mountain Quadrangle, Central Vermont.* – J. Petrol. *6*, p. 246–301.

Althaus, E. (1966 *a*): *Die Bildung von Pyrophyllit und Andalusit zwischen 2000 und 7000 Bar H_2O-Druck.* – Die Naturwissenschaften *53*, p. 105–106.

– (1966 *b*): *Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Säuren.* I. Mitteilung: *Experimentelle Untersuchungen.* – Contrib. Mineral. Petrol. *13*, p. 31–50.

– (1966 *c*): *Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Säuren.* II. Mitteilung: *Folgerungen für die Petrogenese, insbesondere von Pyrophyllit- und Andalusitlagerstätten.* – Contrib. Mineral. Petrol. *13*, p. 97–107.

– (1967): *The Triple Point Andalusite-Sillimanite-Kyanite.* – Contrib. Mineral. Petrol. *16*, p. 29–44.

Anderson, A.T. (1967): *The Dimensions of Oxygen Isotopic Equilibrium Attainment during Prograde Metamorphism.* – J. Geol. *75*, p. 323–332.

Arbenz, P. & Staub, W. (1910): *Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz.* – Vjschr. natf. Ges. Zürich *55*, p. 23–62.

Arnold, A. (im Druck): *Die Gesteine der Region Nalps–Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *138*.

Ataman, G. (1966): *Géochimie des minéraux argileux dans les bassins sédimentaires marins. Etudes sur le bassin triasique du Jura.* – Mém. Serv. Carte géol. Alsace–Lorraine *25*.

Atherton, M.P. (1964): *The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic facies.* – Amer. Mineralogist *49*, p. 1331 bis 1349.

– (1965): *The composition of garnet in regionally metamorphosed rocks;* in W.S. Pitcher & G.W. Flinn: *Controls of Metamorphism.* – Oliver & Boyd, Edinburgh/London.

Atherton, M.P. & Edmunds, W.M. (1966): *An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks.* – Earth and planet. Sci. Letters *1*, p. 185–193.

Bailey, S.W., Hurley, P.M., Fairbairn, H.W. & Pinson, W.H. (1962): *K–Ar dating of sedimentary illite polytypes.* – Bull. geol. Soc. Amer. *73*, p. 1167–1170.

Bannister, F.A. (1943): *Brammallite (sodium-illite), a new mineral from Llandebie, South Wales.* – Mineral. Mag. *26*, p. 304–307.

Baumer, A. (1964): *Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal.* – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. *39*.

Bayly, B. (1968): *Introduction to Petrology.* – Prentice-Hall, New Jersey.

Bearth, P. (1963): *Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolithzone von Zermatt–Saas Fee.* – SMPM *43*/1, p. 269–286.

– (1967): *Die Ophiolithe der Zone von Zermatt–Saas Fee.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *132*.

Becher, A. (1965): *Eine Tonmineralfolge vom Beckenrand zum Beckeninnern im Buntsandstein Nordost-Bayerns.* – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. *11*, p. 586–614.

Becke, F. (1916): *Fortschritte auf dem Gebiet der Metamorphose.* – Fortschr. Mineral. Petrogr. *5*, p. 210–264.

Bell, P.M., Richardson, S.W. & Gilbert, M.C. (1968): *Stability Relations of the Al_2SiO_5 Polymorphs.* – Ref. DMG-Tagung 1968 Köln, p. 7–8.

Biskupsky, V.S. (1965): *Fast and complete decomposition of rocks, refractory silicates and minerals.* – Analyt. chim. Acta *33*, p. 333 bis 334.

Blissenbach, E. (1954): *Geology of alluvial fans in semiarid regions.* – Bull. geol. Soc. Amer. *65*, p. 175–190.

Blumenthal, M. (1911): *Geologie der Ringel-Segnesgruppe.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *33*.

Bonte, A. & Celet, P. (1955): *Sur la signification des sédiments rouges et verts du Trias du Jura français.* – Geol. Rdsch. *43*/2, p. 342 bis 350.

Bosshard, L. (1925): *Der Bau der Tessinerkulmination.* – Eclogae *19*/2, p. 504–521.

– (1929): *Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiet der Tessiner Kulmination.* – SMPM *9*/1, p. 107–159.

Brändlin, E. (1911): *Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal.* – Verh. natf. Ges. Basel *12*, p. 57–148.

BRINDLEY, G.W. (1961 *a*): *Kaolin, Serpentine, and Kindred Minerals;* in G. BROWN: *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals* (p. 51–131). – Mineral. Soc. London.

– (1961 *b*): *Chlorite Minerals;* in G. BROWN: *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals* (p. 242–296). – Mineral. Soc. London.

BRINDLEY, G.W. & GILLERY, F.H. (1956): *X-ray identification of chlorite species.* – Amer. Mineralogist *41*, p. 169–186.

BRINKMANN, R. (1966): *Abriss der Geologie.* Zweiter Band: *Historische Geologie* (9. Aufl.). – Enke, Stuttgart.

BROWN, E.H. (1967): *The Greenschist Facies in Part of Eastern Otago, New Zealand.* – Contrib. Mineral. Petrol. *14*, p. 259–292.

BRUDERER, W. (1924): *Les sédiments du bord septentrional du Massif de l'Aar du Trias à l'Argovien.* – Thèse Univ. Lausanne.

BRUNNSCHWEILER, R. (1944): *Fossile Pflanzenreste in der Quartenstufe der helvetischen Trias östlich des Klausenpasses.* – Eclogae *37*/2, p. 199–201.

– (1948): *Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses.* – Diss. Zürich.

– (1959): *Zur Verrucano-Trias-Tektonik der Glarnerdecken.* – Eclogae *52*/2, p. 519–546.

BÜCHI, U.P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965): *Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens.* – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u.-Ing. *32*/82, p. 7–38.

BURST, J.F. (1959): *Postdiagenetic clay mineral environmental relationships in the gulf coast Eocene.* – Clays and Clay Minerals, 6th Conf., p. 327–341. Pergamon Press, New York.

BUTLER, B.C.M. (1965): *Compositions of micas in metamorphic rocks;* in W.S. PITCHER & G.W. FLINN: *Controls of Metamorphism* (p. 291–298). – Oliver & Boyd, Edinburgh/London.

– (1967): *Chemical Study of Minerals from the Moine Schists of the Ardnamurchan Area, Argyllshire, Scotland.* – J. Petrol. *8*, p. 233 bis 267.

CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen* (2. Aufl.). – Wepf, Basel.

CARD, K.D. (1964): *Metamorphism in the Agnew Lake Area, Sudbury District, Ontario, Canada.* – Bull. geol. Soc. Amer. *75*, p. 1011 bis 1030.

CHADWICK, B. (1965): *The Structural and Metamorphic Geology of the Lukmanier Region, Ticino–Grisons, Switzerland.* – Diss. Univ. London (unveröffentl.).

CHAKRABORTY, K.R. & SEN, S.K. (1967): *Regional Metamorphism of Pelitic Rocks around Kandra, Singhbhum, Bihar.* – Contrib. Mineral. Petrol. *16*, p. 210–232.

CHATTERJEE, N.D. (1961): *The alpine metamorphism in the Simplon-Area, Switzerland and Italy.* – Geol. Rdsch. *51*/1, p. 1–72.

CHINNER, G.A. (1960): *Pelitic Gneisses with varying Ferrous/Ferric Ratios from Glen Clova, Angus, Scotland.* – J. Petrol. *1*, p. 178–217.

– (1965): *The kyanite isograd in Glen Clova, Angus, Scotland.* – Mineral. Mag. *34*, p. 132–143.

CONDIE, K.C. (1967): *Oxygen, carbon dioxide, and sulfur fugacities during diagenesis and low-grade metamorphism of late precambrian subgraywackes from northern Utah.* – Amer. Mineralogist *52*, p. 1153–1160.

CORRENS, C.W. (1965): *Einleitende Bemerkungen zu Sektion 2.* – Int. Clay Conf. Stockholm *2*, p. 123–124.

CRAWFORD, M.L. (1966): *Composition of Plagioclase and Associated Minerals in Some Schists from Vermont, USA, and South Westland, New Zealand, with Inferences about the Peristerite Solvus.* – Contrib. Mineral. Petrol. *13*, p. 269–294.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMANN, J. (1962/63): *Rock Forming Minerals, I–V.* – Longmans, London.

DEFFEYES, K.S., LUCIA, F.J. & WEYL, P.K. (1965): *Dolomitization of recent and plio-pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles;* in «*Dolomitization and limestone diagenesis: A Symposium*». – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. *13*, p. 71–88.

DEVORE, G. (1955): *The Role of Adsorption in the Fractionation and Distribution of Elements.* – J. Geol. *63*, p. 159–190.

DOLLFUS, S. (1965): *Über den Helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein.* – Eclogae *58*/1, p. 453–554.

DUNBAR, C.O. & RODGERS, J. (1957): *Principles of Stratigraphy.* – Wiley, New York.

DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1964): *Les argiles du Crétace supérieur dans le bassin de Douala (Cameroun): problèmes de diagenèse.* – Bull. Serv. Carte géol. Alsace–Lorraine *17*/4, p. 287–310.

DUNOYER DE SEGONZAC, G.W. & MILLOT, G. (1962): *Pyrophyllite de diagenèse dans le Dévonien inférieur de Laval (Massif Armoricain).* – C.R. Acad. Sci. France *255*, p. 3438–3440.

DUNOYER DE SEGONZAC, G., FERRERO, J. & KUBLER, B. (1968): *Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme.* – Sedimentology *10*, p. 137–143.

ECHLE, W. (1961): *Mineralogische Untersuchungen an Sedimenten des Steinmergelkeupers und der Roten Wand aus der Umgebung von Göttingen.* – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. *8*, p. 28–59.

ECKHARDT, F.-J. (1958): *Über Chlorite in Sedimenten.* – Geol. Jb. *75*, p. 437–474.

EICHENBERGER, R. (1924): *Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet).* – Eclogae *18*/3, p. 451–483.

ENGEL, A.E.J. & ENGEL, C.G. (1958): *Progressive Metamorphism and Granitisation of the Major Paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York.* Part I: *Total Rock.* – Bull. geol. Soc. Amer. *69*, p. 1369–1414.

– (1960): *Progressive Metamorphism and Granitization of the Major Paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York.* Part II: *Mineralogy.* – Bull. geol. Soc. Amer. *71*, p. 1–58.

ENGEL, A.E.J. & ENGEL, C.G. (Fortsetzung)

– (1962): *Hornblendes Formed During Progressive Metamorphism of Amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York.* – Bull.geol.Soc.Amer. *73*, p.1499–1514.

ENGELHARDT, W. VON (1960): *Der Porenraum der Sedimente.* – Mineral. u. Petrogr. in Einzeldarst. *2*. Springer, Berlin.

ERNST, W.G. (1963): *Significance of phengitic micas from low-grade schists.* – Amer. Mineralogist *48*, p.1357–1373.

EUGSTER, H.P. (1956): *Muscovite-paragonite join and its use as a geological thermometer.* – Bull.geol.Soc.Amer. *67*, p.1693 (Abstr.).

– (1959): *Reduction and oxidation in Metamorphism;* in P.H. ABELSON: *Researches in Geochemistry* (p.397–426). – Wiley, New York.

EUGSTER, H.P. & YODER, H.S. (1955): *Micas.* – Carnegie Inst.Washington, Yb. *54*, p.124–126.

FAWCETT, J.J. (1964): *The Muscovite-Chlorite-Quartz Assemblage.* – Carnegie Inst.Washington, Yb. *63*, p.137–141.

FEHR, A. (1956): *Petrographie und Geologie des Gebietes zwischen Val Zavragia–Piz Cavel und Obersaxen–Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende).* – SMPM *36*/2, p.349–453.

FISHER, G.W. (1967): *The effect of variable oxygen activity on isograd reactions in pelitic rocks.* – Carnegie Inst. Washington, Yb. *66*, p.279–283.

FLEET, M.E.L. (1965): *Preliminary Investigation into the sorption of Boron by Clay Minerals.* – Clay Minerals *6*, p.3–16.

FONTEILLES, M. (1965): *L'équilibre chimique dans le métamorphisme.* – Bull.Soc.géol. France (7), *7*, p.136–146.

FOURNIER, R.O. (1967): *The porphyry copper deposit exposed in the Liberty openpit mine near Ely, Nevada.* Part II: *The formation of hydrothermal alteration zones.* – Econ. Geol. *62*, p.207–227.

FRANCIS, G.H. (1956): *Facies Boundaries in Pelites at the Middle Grades of Regional Metamorphism.* – Geol.Mag. *93*, p.353–368.

FRANK, M. (1930): *Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz.* – N.Jb.Mineral.Geol.Paläont., Abt.B., Beil.-Bd. *64*, p.325–426.

FREULER, G. (1925): *Geologie des Mürtschenstocks.* – Beitr.geol. Karte Schweiz, NF. *54*.

FREY, J.D. (1967): *Geologie des Greinagebietes (Val Camadra–Valle Cavalasca–Val di Larciolo–Passo della Greina).* – Beitr.geol. Karte Schweiz, NF. *131*.

FREY, M. (1968): *Quartenschiefer, Equisetenschiefer und germanischer Keuper – ein lithostratigraphischer Vergleich.* – Eclogae *61*/1, p. 141–156.

FRITSCH, W. (1966): *Zum Einteilungsprinzip der Gesteine nach dem Umwandlungsgrad mit besonderer Berücksichtigung der Anchimetamorphose.* – N.Jb.Mineral., Abh. *105*, p.111–132.

FRIZ, C. (1965): *La presenza di un livello equivalente ai Quartenschiefer del Gottardo entro il Mesozoico del ricoprimento penninico inferiore del Lebendun (alta Val Formazza).* – Rend. Accad. naz. Lincei (8), *38*/6, p.890–896.

FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1959): *Die Tonminerale der Zechsteinformation.* – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. *6*, p.320–345.

– (1963): *Beobachtungen zur Tonmineral-Diagenese.* – Int.Clay Conf. Stockholm *1*, p.99–111.

GANGULY, J. (1968): *Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system* FeO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–O_2. – Amer.J.Sci. *266*, p.277–298.

GANSSEN, R. (1957): *Bodengeographie.* – Koehler, Stuttgart.

GANSSER, A. & DAL VESCO, E. (1964): *Bericht über die Exkursion B der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft: SE-Gotthardmassiv und Penninikum (Piora–Lukmanier–Bleniotal).* – Eclogae *57*/2, p.619–628.

Geological Society of America (1965): *Rock-Color Chart* (2nd printing 1951). – The Rock-Color Chart Committee.

Geological Society Phanerozoic time-scale (1964). – Quart.J.geol.Soc.London *120s*, p.260–262.

GIGNOUX, M. & MORET, L. (1937): *Description géologique du Bassin supérieur de la Durance.* – Trav.Lab.Géol.Grenoble *21*, p.1–295.

GOLDSCHMIDT, V.M. (1911): *Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet.* – Videnskr.Skr.mat.-natv.Kl. *1*.

GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F. (1954): *The microcline-sanidine stability relations.* – Geochim.cosmochim.Acta *5*, p.1–19.

GRAESER, S. (1965): *Die Mineralfundstellen im Dolomit des Binnatales.* – SMPM *45*/2, p.597–795.

GRAESER, S. & NIGGLI, E. (1967): *Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose.* – «Etages tectoniques», Colloque à Neuchâtel, p.89–104.

GRIFFIN, G.M. & INGRAM, R.L. (1955): *Clay Minerals of the Neuse River Estuary.* – J.sed.Petrol. *25*, p.194–200.

GRIM, R.E., DROSTE, J.B. & BRADLEY, W.F. (1960): *A mixed-layer clay mineral associated with an evaporite.* – Clays and Clay Minerals, 8th Conf., p.228–236. Pergamon Press, New York.

GRUBENMANN, U. (1888): *Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo.* – Mitt.thurg.natf.Ges. *8*, p.15–39.

GUIDOTTI, C.V. & CRAWFORD, K.E. (1967): *Determination of Na/Na+K in Muscovite by X-Ray Diffraction and Its Use in the Study of Pelitic Schists in Northwest Maine.* – Spec.Pap.geol.Soc.Amer. *115*, p.86 (Abstr.).

HALFERDAHL, L.B. (1961): *Chloritoid: Its Composition, X-ray and Optical Properties, Stability, and Occurrence.* – J.Petrol. *2*, p.49–135.

HARDER, H. (1956): *Untersuchungen an Paragoniten und an natriumhaltigen Muskowiten.* – Heidelb.Beitr.Mineral.Petrogr. *5*, p.227–272.

– (1959): *Beitrag zur Geochemie des Bors.* Teil I: *Bor in Mineralien und magmatischen Gesteinen.* – Nachr.Akad.Wiss.Göttingen, math.-phys.Kl. *5*, p.67–122.

HARDER, H. (Fortsetzung)

– (1961): *Einbau von Bor in detritische Tonminerale (Experimente zur Erklärung des Borgehaltes toniger Sedimente).* – Geochim. cosmochim. Acta *21*, p. 284–294.

HARKER, A. (1939): *Metamorphism.* – Methuen & Co., London.

HARRY, W. T. (1950): *Aluminium replacing silicon in some silicate lattices.* – Mineral. Mag. *29*, p. 142–149.

HARTE, B. & HENLEY, K. J. (1966): *Occurrence of compositionally zoned almanditic garnets in regionally metamorphosed rocks.* – Nature *210*, p. 689–692.

HASLER, A. (1942): *Über den Borgehalt von Böden und Gesteinen.* – Landw. Jb. Schweiz *56*, p. 486–499.

HAY, R. L. (1966): *Zeolites and Zeolitic Reactions in Sedimentary Rocks.* – Spec. Pap. geol. Soc. Amer. *85*.

HAYAMA, Y. (1959): *Some considerations on the colour of biotite and its relation to metamorphism.* – J. geol. Soc. Japan *65*, p. 21–30.

HEIM, ALB. (1878): *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe* (Bd. I). – Schwabe, Basel.

– (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.* – Beitr. geol. Karte Schweiz *25*.

– (1921): *Geologie der Schweiz.* Bd. 2: *Die Schweizer Alpen.* – Tauchnitz, Leipzig.

HELING, D. (1963): *Zur Petrographie des Stubensandsteins.* – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. *9*, p. 251–284.

– (1965): *Zur Petrographie des Schilfsandsteins.* – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. *11*, p. 272–297.

HEY, M. H. (1954): *A new review of the chlorites.* – Mineral. Mag. *30*, p. 277–292.

HEZNER, L. (1908): *Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie).* – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil. Bd. *27*, p. 157–218.

HIETANEN, A. (1967): *On the facies series in various types of metamorphism.* – J. Geol. *75*, p. 187–214.

HOLLISTER, L. S. (1966): *Garnet zoning: an interpretation on the Rayleigh fractionation model.* – Science *154*, p. 1647–1651.

HOLLISTER, L. S. & ALBEE, A. L. (1965): *Electron-Microprobe Analysis of Some Naturally Zoned Garnets from British Columbia and Their Interpretation Based on the Rayleigh Fractionation Model.* – Spec. Pap. geol. Soc. Amer. *87*, p. 79 (Abstr.).

HOLST PELLEKAAN, W. VAN (1913): *Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi.* – Diss. Univ. Zürich.

HOSCHEK, G. (1967 *a*): *Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith.* – Contrib. Mineral. Petrol. *14*, p. 123 bis 162.

– (1967 *b*): *Zur unteren Stabilitätsgrenze von Staurolith.* – Die Naturwissenschaften *54*, p. 200.

HOWER, J. & MOWATT, C. (1966): *The mineralogy of illites and mixed-layer illite/montmorillonites.* – Amer. Mineralogist *51*, p. 825 bis 854.

HUBER, H. M. (1943): *Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv.* – SMPM *23*/1, p. 72–260.

HUBER, R. (1964): *Etude géologique du massif du Gufelstock avec stratigraphie du Verrucano.* – Diss. Univ. Zürich.

HUND, F. (1965): *Abhängigkeit der Farbe roter Eisen(III)-oxyde von Teilchengrösse und Teilchengrössenverteilung.* – Chem.-Ing.-Techn. *37*, p. 1173.

HUNZIKER, J. H. (1966): *Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (Provincia di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin).* – SMPM *46*/2, p. 473–552.

HURLEY, P. M., HART, S. R., PINSON, W. H. & FAIRBAIRN, H. W. (1959): *Authigenic versus detrital illite in sediments.* – Bull. geol. Soc. Amer. *70*, p. 1622 (Abstr.).

HURLEY, P. M., HUNT, J. M., PINSON, W. H. & FAIRBAIRN, H. W. (1963): *K-Ar age values on the clay fractions in dated shales.* – Geochim. cosmochim. Acta *27*, p. 279–284.

IIYAMA, J. T. (1964): *Etude des réactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite-paragonite.* – Bull. Soc. franç. Minéral. Crist. *87*, p. 532–541.

ILLING, L. V., WELLS, A. J. & TAYLOR, J. C. M. (1965): *Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf;* in «*Dolomitization and limestone diagenesis: A Symposium*». – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. *13*, p. 89–111.

JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): *Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *134*.

JOHNS, W. D., GRIM, R. E. & BRADLEY, W. F. (1954): *Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods.* – J. sed. Petrol. *24*, p. 242–251.

JOHNS, W. D. & GRIM, R. E. (1958): *Clay mineral composition of Recent sediments from the Mississippi River Delta.* – J. sed. Petrol. *28*, p. 186–199.

JUNG, W. (1963): *Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greina und Versam).* – Eclogae *56*/2, p. 653–754.

JUSTIN-VISENTIN, E. (1967): *Metamorfismo dei terreni del trias superiore nel ricoprimento Lebendun (Val Formazza).* – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova *26*.

JUURINEN, A. (1956): *Composition and properties of Staurolite.* – Ann. Acad. Sci. fenn. (A III), *47*.

KINSMAN, D. J. J. & PARK, R. K. (1968): *Studies in recent sedimentology and early diagenesis, Trucial Coast, Arabian Gulf.* – Soc. Petroleum Eng. AIME, Saudi Arabia Sect.

KLEIN, C. (1966): *Mineralogy and Petrology of the Metamorphosed Wabush Iron Formation, Southwestern Labrador.* – J. Petrol. *7*, p. 246–305.

KORZHINSKY, D. S. (1950): *Phase Rule and Geochemical Mobility of Elements.* – 18th int. geol. Congr. London, Part II. Proc. Sect. A: Problems of Geochemistry, p. 50–57.

– (1959): *Physicochemical Basis of the Analysis of the Paragenesis of Minerals.* – Consultants Bureau, New York.

KOSSOVSKAIA, A. G. & SHUTOV, V. D. (1958): *Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions.* – Eclogae *51*/3, p. 656–666.

– (1963): *The correlation of zones of regional epigenesis and metagenesis in terrigenous and volcanic rocks.* – Dokl. Acad. Sci. U.S.S.R., Earth Sci. Sect. *139*, p. 732–736.

– (1965): *Facies of regional epi- and metagenesis.* – Int. Geol. Rev. *7*, p. 1157–1167.

KRANCK, S. H. (1961): *A Study of Phase Equilibria in a Metamorphic Iron Formation.* – J. Petrol. *2*, p. 137–184.

KREBS, J. (1925): *Geologische Beschreibung der Blümlisalpgruppe.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *54*/3.

KRETZ, R. (1959): *Chemical study of Garnet, Biotite and Hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals.* – J. Geol. *67*, p. 371–402.

– (1960): *The distribution of certain elements among coexisting calcic pyroxenes, calcic amphiboles and biotites in skarns.* – Geochim. cosmochim. Acta *20*, p. 161–191.

– (1961): *Some Applications of Thermodynamics to Coexisting Minerals of Variable Composition. Examples: Orthopyroxene-Clinopyroxene, and Orthopyroxene-Garnet.* – J. Geol. *69*, p. 361–387.

– (1963): *Distribution of Magnesium and Iron between Orthopyroxene and Calcic Pyroxene in natural Mineral Assemblages.* – J. Geol. *71*, p. 773–785.

– (1964): *Analysis of Equilibrium in Garnet-Biotite-Sillimanite Gneisses from Quebec.* – J. Petrol. *5*, p. 1–20.

KRIGE, L. J. (1918): *Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung.* – Eclogae *14*/5, p. 519–654.

KROMER, H. (1963): *Untersuchungen über den Mineralbestand des Knollenmergel-Keupers in Württemberg.* – Diss. Univ. Tübingen.

KRUMM, H. (1961): *Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Lias-Tone.* – Geol. Rdsch. *51*/2, p. 478–493.

– (1965): *Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Lias-Tone.* – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. *11*, p. 91–138.

– (1968): *Die Tonmineralführung der Trias-Sedimente in Europa.* – Ref. DMG-Tagung 1968 Köln, p. 36–37.

KRUYSSE, H. A. C. (1967): *Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden).* – Eclogae *60*/1, p. 157–236.

KUBLER, B. (1964): *Les argiles, indicateurs de métamorphisme.* – Rev. Inst. franç. Pétrole *19*/10, p. 1093–1112.

– (1967 *a*): *La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.* – «Etages tectoniques», Colloque à Neuchâtel, p. 105–122.

– (1967 *b*): *Anchimétamorphisme et schistosité.* – Bull. Centre Rech. Pau-SNPA *1*/2, p. 259–278.

KÜHN, H. (1966): *Observations géologiques dans la région du Spitzmeilen (Cantons de St-Gall et de Glaris).* – Diplomarb. ETH Zürich (unveröffentl.).

LAMBERT, R. S. J. (1959): *The Mineralogy and Metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knoydart District of Inverness-shire.* – Trans. roy. Soc. Edinb. *63*, p. 553–588.

LEAKE, B. E. (1965): *The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphisme;* in W. S. PITCHER & G. W. FLINN: *Controls of Metamorphism* (p. 299–318). – Oliver & Boyd, Edinburgh.

– (1968): *Zoned garnets from the Galway Granite and its aplites.* – Earth and planetary Sci. Lett. *3*, p. 311–316.

Lexique Stratigraphique International (1958): Vol. I *Europe*, Fasc. 5 *Allemagne*, Fasc. 5d2 *Keuper* (par M. LAEMMLEN). – Centre natn. Rech. sci., Paris.

– (1966): Vol. I *Europe*, Fasc. 7 *Suisse*, Fasc. 7c *Alpes Suisses et Tessin méridional* (Direction R. F. RUTSCH). – Centre natn. Rech. sci., Paris.

LIENHARDT, G. (1963): *Causes et genèse des colorations rouges et vertes du Saxonien et du Trias de la région de Lons-le-Saunier (Jura).* – Mém. Bureau Rech. géol. min. *15*, p. 605–614.

LINDSLEY, D. H. (1963): *Fe-Ti Oxides in Rocks as Thermometers and Oxygen Barometers.* – Carnegie Inst. Washington, Yb. *62*, p. 60–66.

LIPPMANN, F. (1954): *Über einen Keuperton von Zaisersweiher bei Maulbronn.* – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. *4*, p. 130–134.

– (1956): *Clay minerals from the röth member of the triassic near Göttingen (Germany).* – J. sed. Petrol. *26*, p. 125–129.

LISZKAY, M. (1965): *Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis.* – Eclogae *58*/2, p. 901–965.

LUCAS, J. (1962): *La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du trias.* – Mém. Serv. Carte géol. Alsace–Lorraine *23*.

MACEWAN, D. M. C., RUIZ AMIL, A. & BROWN, G. (1961): *Interstratified Clay Minerals;* in G. BROWN: *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals* (p. 393–445). – Mineral. Soc. London.

MACKENZIE, R. C. (1965): *The Origin of Clay Minerals in Soils.* – Proc. Ussher Soc. *1*/4, p. 134–151. Redruth.

MACKENZIE, W. S. (1965): *Some comments on the application of experimental results to the study of metamorphism;* in W. S. PITCHER & G. W. FLINN: *Controls of Metamorphism* (p. 268–273). – Oliver & Boyd, Edinburgh.

MARKUS, J.H. (1967): *Geologische Untersuchungen in den Flumserbergen.* – Diss. Univ. Zürich.

MARTINI, J. & VUAGNAT, M. (1965): *Présence du faciès à zéolites dans la formation des «grès» de Taveyanne (Alpes franco-suisses).* – SMPM *45*/1, p. 281–293.

MAXWELL, D.T. & HOWER, J. (1967): *High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series.* – Amer. Mineralogist *52*, p. 843–857.

MCNAMARA, M.J. (1963): *Paragonite from the Dalradian.* – Nature *297*, p. 1193.

– (1965): *The lower greenschist facies in the Scottish Highlands.* – Geol. För. Stockh. Förh. *87*, p. 347–389.

– (1966): *Chlorite-Biotite Equilibrium Reactions in a Carbonate-Free System.* – J. Petrol. *7*, p. 404–413.

MILLOT, G. (1964): *Géologie des argiles.* – Masson, Paris.

MILNE, I.H. & EARLY, J.W. (1958): *Effect of source and environment on clay minerals.* – Bull. amer. Ass. Petroleum Geol. *42*, p. 328 bis 338.

MITCHELL, B.D. & MACKENZIE, R.C. (1954): *Removal of free iron oxyde from clays.* – Soil Sci. *77*, p. 173–184.

MITCHELL, W.A. (1955): *A Review of the Mineralogy of Scottish Soil Clays.* – J. Soil Sci. *6*, p. 94–98.

MIYASHIRO, A. (1953): *Calcium-poor garnet in relation to metamorphism.* – Geochim. cosmochim. Acta *4*, p. 179–208.

MÜLLER, G. (1967): *Diagenesis in Argillaceous Sediments.* – Dev. Sedimentol. *8*, p. 127–177.

MUELLER, R.F. (1960): *Compositional Characteristics and Equilibrium Relations in Mineral Assemblages of a Metamorphosed Iron Formation.* – Amer. J. Sci. *258*, p. 449–497.

MÜLLER, W., SCHMID, R. & VOGT, P. (1964): *Vulkanogene Lagen aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio in den Tessiner Kalkalpen.* – Eclogae *57*/2, p. 431–450.

MURRAY, H.H. (1954): *Genesis of clay minerals in some Pennsylvanien shales of Indiana and Illinois.* – Clays and Clay Minerals, 2nd Conf., p. 47–67. Pergamon Press, New York.

MURRAY, H.H. & SAYYAB, A.S. (1955): *Clay Minerals Studies of Some Recent Marine Sediments off the North Carolina Coast.* – Clays and Clay Minerals, 3rd Conf., p. 430–441. Pergamon Press, New York.

NABHOLZ, W.K. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental.* – Eclogae *38*/1, p. 1–120.

– (1948): *Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal.* – Eclogae *41*/2, p. 247–268.

NABHOLZ, W.K. & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden).* – Eclogae *56*/2 p. 755–808.

NANDI, K. (1967): *Garnets as indices of progressive regional metamorphism.* – Mineral. Mag. *36*, p. 89–93.

NANZ, R.H. (1953): *Chemical composition of Precambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites.* – J. Geol. *61*, p. 51–64.

NELSON, B.W. (1960): *Clay mineralogy of the bottom sediments, Rappahannock River, Virginia.* – Clays and Clay Minerals, 7th Conf., p. 135–147. Pergamon Press, New York.

NIGGLI, E. (1944): *Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs.* – SMPM *24*/1 + 2, p. 58–301.

– (1955): *Zum Vorkommen von Kalkglimmern (Margarit, Clintonit) in den Schweizer Alpen.* – Leidse geol. Meded. *20*, p. 165–170.

– (1960): *Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen.* – Int. geol. Congr. Copenhagen, Rept. 21st. Sess. Norden *13*, p. 132–138.

– (1967): *Exkursion Nr. 38a, Illanz–Disentis.* – Geol. Führer Schweiz *8*, p. 781–784. Wepf, Basel.

NIGGLI, E., BRÜCKNER, W. & JÄGER, E. (1956): *Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz).* – Eclogae *49*/2, p. 469 bis 480.

NIGGLI, E. & NIGGLI, C. (1965): *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit).* – Eclogae *58*/1, p. 335–368.

NIGGLI, E. & NABHOLZ, W.K. (1967): *Exkursion Nr. 23, Teilstrecke San Gions–Passhöhe–Acqucalda.* – Geol. Führer Schweiz *5*, p. 405–411. Wepf, Basel.

NIGGLI, P. (1912): *Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassives.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *36*.

– (1929): *Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs.* – SMPM *9*/1, p. 160–187.

– (1934): *Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine.* – SMPM *14*/2, p. 464–472.

NIGGLI, P. & STAUB, W. (1914): *Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *45*/3.

NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. & WINTERHALTER, R.U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine.* – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. *14*.

OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarneralpen.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *28*.

OKI, Y. (1961): *Biotites in Metamorphic Rocks.* – Jap. J. Geol. Geophys. *32*/3 + 4, p. 497–506.

PACKHAM, G.H. & CROOK, K.A.W. (1960): *The principle of diagenetic facies and some of its implications.* – J.Geol.*68*, p.392–407.

PARHAM, W.E. (1964): *Lateral clay mineral variations in certain Pennsylvanian underclays.* – Clays and Clay Minerals, 12th Conf., p.581–602. Pergamon Press, New York.

PATZELT, W.J. (1964): *Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands.* Erlanger geol. Abh.*52*, p.3–30.

PEROZIO, G.N., LIZALEK, N.A. & VAN, A.V. (1968): *Features of secondary transformation in rocks of sedimentary series.* – Int. Geol.Rev.*10*, p.108–119.

PETERS, T. (1964): *Tonmineralogische Untersuchungen an einem Keuper-Lias-Profil im Schweizer Jura (Frick).* – Beitr.Geol.Schweiz, geotechn.Ser., kleinere Mitt.*32*.

– (1965): *Zur quantitativen röntgenographischen Bestimmung von Albit und Kalifeldspat in pelitischen Sedimentfraktionen.* – SMPM *45*/1, p. 115–121.

PETRUK, W. (1964): *Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the x-ray diffractometer.* – Amer. Mineralogist *49*, p.61–71.

PLAS, L. VAN DER (1959): *Petrology of the northern Adula Region, Switzerland.* – Leidse geol. Meded.*24*/2, p.415–598.

PLAS, L. VAN DER, HÜGI, T., MLADECK, M.H. & NIGGLI, E. (1958): *Chloritoid vom Hennensädel südlich Vals (nördlich Aduladecke).* – SMPM *38*/1, p.237–246.

PLESSMANN, W. (1957): *Zur Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer am SW-Rand des Gotthardmassivs.* – Nachr.Akad. Wiss.Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, *1*, p.18–31.

POWERS, M.C. (1954): *Clay diagenesis in the Chesapeake Bay area.* – Clays and Clay Minerals, 2nd Conf., p.68–80. Pergamon Press, New York.

QUERVAIN, F. DE & FRIEDLAENDER, C. (1942): *Chemismus schweizerischer Gesteine*, 1.Nachtrag. – Beitr.Geol.Schweiz, geotechn. Ser.*20*.

QUERVAIN, F. DE & JENNI, V. (1956): *Chemismus schweizerischer Gesteine*, 2.Nachtrag. – Beitr.Geol.Schweiz, geotechn.Ser.*34*.

RAMBERG, H. (1952): *The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks.* – Univ.Chicago Press, Chicago.

RAMBERG, H. & DEVORE, G. (1951): *The Distribution of Fe^{++} and Mg^{++} in Coexisting Olivines and Pyroxenes.* – J.Geol.*59*, p.193–210.

RAMDOHR, P. (1926): *Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System FeO, Fe_2O_3, TiO_2.* – N.Jb. Mineral., Abt.A., Beil.-Bd.*54*, p.320–379.

RAVIER, J. (1959): *Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées.* – Mém.Soc.géol.France, ns.*86*.

REED, B.L. & HEMLEY, J.J. (1966): *Occurrence of Pyrophyllite in the Kekiktuk Conglomerate, Brooks Range, Northeastern Alaska.* – Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*550-C*, p.C162–C165.

REYNOLDS, R.C. (1963): *Potassium-rubidium ratios and polymorphism in illites and microclines from the clay size fractions of proterozoic carbonate rocks.* – Geochim. cosmochim. Acta *27*, p.1097–1112.

RICHARDSON, S.W. (1968): *The Stability of Fe-Staurolite + Quartz.* – Carnegie Inst.Washington, Yb.*66*, p.398–402.

RICHTER, H. (1968): *Die Geologie der Guschagruppe im St.Galler Oberland.* – Diss.ETH Zürich.

RICOUR, J. (1946): *Analogie entre le gisement de houille de Vescagne (Alpes-Maritimes) et les gisements keupériens de Lorraine et de Franche-Comté.* – C.R.Séanc. Soc.géol.France, 17 juin 1946, p.235–238.

ROSENBUCH, H. (1877): *Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald.* – Schultz, Strassburg.

ROSENFELD, J.L., THOMPSON, J.B. & ZEN, E.-AN (1958): *Data on coexistent Muscovite and Paragonite.* – Bull.geol.Soc.Amer.*69*, p.1637 (Abstr.).

RUNCORN, S.K. (1962): *Palaeomagnetic Evidence for Continental Drift and its Geophysical Cause;* in S.K.RUNCORN: *Continental Drift.* – Int.geophys.Ser.*3*, p.1–40. Academic Press, New York.

RYF, W. (1965): *Geologische Untersuchungen im Murgtal.* – Diss.Univ.Zürich.

SALGER, M. (1959): *Der Mineralbestand von Tonen des fränkischen Keuper und Jura.* – Geol.Bavarica *39*, p.69–95.

SAXENA, S.K. (1966): *Distribution of elements between coexisting biotite and hornblende in metamorphic Caledonides, lying to the west and northwest of Trondheim, Norway.* – N. Jb.Mineral., Mh.*3*, p.67–80.

SCHENKER, M. (1946): *Geologische Untersuchungen der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiedertal.* – Beitr.geol.Karte Schweiz, NF.*86*.

SCHERP, A., STADLER, G. & SCHMIDT, W. (1968): *Die Pyrophyllitführenden Tonschiefer des Ordoviziums im Ebbesattel und ihre Genese.* – N.Jb.Mineral., Abh.*108*, p.142–165.

SCHIELLY, H. (1964): *Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des westlichen Freiberges.* – Mitt.natf.Ges.Glarus *12*, p.1–293.

SCHINDLER, C.M. (1959): *Zur Geologie des Glärnisch.* – Beitr.geol.Karte Schweiz, NF.*107*.

SCHMIDT, C. (1891): *Beiträge zur Kenntniss der im Gebiete von Blatt XIV der geolog.Karte der Schweiz in 1:100000 auftretenden Gesteine.* – Beitr.geol.Karte Schweiz *25* (Anhang).

SCHMITZ, H.H. (1959): *Über die mineralogische Zusammensetzung des untern Gipskeupers, nach einem Bohrprofil.* – Geol.Jb.*77*, p.59–94.

SCHREYER, W. & CHINNER, G. A. (1966): *Staurolite-Quartzite Bands in Kyanite Quartzite at Big Rock, Rio Arriba County, New Mexico.* – Contrib. Mineral. Petrol. *12*, p. 223–244.

SCHÜLLER, A. (1961): *Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose.* – N. Jb. Mineral., Abh. *96*, p. 250–290.

SCHÜRMANN, K. (1967): *Hydrothermale experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblenden.* Teil II: *Zur Stabilität der aktinolithischen Hornblende.* – N. Jb. Mineral., Mh. *11*, p. 346–353.

SCHWARZBACH, M. (1961): *Das Klima der Vorzeit* (2. Aufl.). – Enke, Stuttgart.

SEN, S. K. & CHAKRABORTY, K. R. (1968): *Magnesium-iron exchange equilibrium in garnet-biotite and metamorphic grade.* – N. Jb. Mineral., Abh. *108*, p. 181–207.

SHIDÔ, F. (1958): *Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau.* – J. Fac. Sci. Univ. Tokyo *11*, p. 131–217.

SHOVER, E. F. (1964): *Clay-mineral environmental relationships in Cisco (U. Penn.) clays and shales, North central Texas.* – Clays and Clay Minerals, 12th Conf., p. 431–444. Pergamon Press, New York.

SINGH, I. B. (1966): *Sedimentologie der Keuper-Lias-Grenzschichten von Württemberg (Deutschland).* – Diss. Techn. Hochschule Stuttgart.

SLAUGHTER, M. & MILNE, I. H. (1960): *The formation of chlorite-like structures from montmorillonite.* – Clays and Clay Minerals, 7th Conf., p. 114–124. Pergamon Press, New York.

SOBOLEV, V. S., DOBRETSOV, N. L. & KHLETSOV, V. V. (1966): *H_2O–CO_2 regime at the time of progressive regional metamorphism.* – Dokl. Acad. Sci. U.S.S.R., Earth Sci. Sect. *166*, p. 168–172.

STEIGER, R. (1961): *Die Hornblende der Tremolaserie.* Teil I: *Chemismus und Dichte der Hornblenden.* – SMPM *41*/1, p. 127–156.

– (1962): *Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass.* – SMPM *42*/2, p. 381–577.

– (1964): *Dating of Orogenic Phases in the Central Alps by K–Ar Ages of Hornblende.* – J. geophys. Res. *69*/24, p. 5407–5421.

STURT, B. A. (1962): *The Composition of Garnets from Pelitic Schists in relation to the Grade of Regional Metamorphism.* – J. Petrol. *3*, p. 181–191.

TAYLOR, H. P., ALBEE, A. L. & EPSTEIN, S. (1963): *O^{18}/O^{16} Ratios of Coexisting Minerals in Three Assemblages of Kyanite-Zone Pelitic Schists.* – J. Geol. *71*, p. 513–522.

THEISEN, R. (1965): *Quantitative Electron Microprobe Analysis.* – Springer, Berlin.

THEOBALD, G. (1861): *Das Bündner Oberland oder der Vorderrhein mit seinen Seitenthälern.* – Chur.

– (1868): *Der Brigelser Stock. Geologische Skizze.* – Jber. natf. Ges. Graubünden, NF. *13*.

THOMPSON, J. B. (1955): *The thermodynamic Basis for the mineral Facies Concept.* – Amer. J. Sci. *253*, p. 65–103.

– (1957): *The graphical Analyses of mineral assemblages in pelitic schists.* – Amer. Mineralogist *42*, p. 842–858.

– (1959): *Local Equilibrium in Metasomatic Processes;* in P. H. ABELSON: *Researches in Geochemistry* (p. 427–457). – Wiley, New York.

TILLEY, C. E. (1925): *Petrographical Notes on some Chloritoid Rocks.* – Geol. Mag. *62*, p. 309–319.

TORNQUIST, A. (1904): *Die Gliederung und Fossilführung der ausseralpinen Trias auf Sardinien.* – Sber. preuss. Akad. Wiss. Berlin *38*, p. 1–20.

TOWE, K. M. & GRIM, R. E. (1963): *Variations in clay mineralogy across facies boundaries in the Middle Devonian (Ludlowville) New York.* – Amer. J. Sci. *261*, p. 839–861.

TRÖGER, W. E. (1959): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* Teil I: *Bestimmungstabellen* (3. Aufl.). – Schweizerbart, Stuttgart.

– (1963): *Der geothermische Gradient im pt-Feld der metamorphen Facies.* – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. *9*, p. 1–12.

TROLL, G. (1968): *Gliederung der redwitzitischen Gesteine Bayerns nach Stoff- und Gefügemerkmalen.* Teil I: *Die Typlokalität von Marktredwitz in Oberfranken.* – Abh. bayer. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., NF. *133*.

TROMMSDORFF, V. (1964): *Über ein Staurolithgefüge mit Internregelung.* – N. Jb. Mineral., Mh. *9–11*, p. 336–346.

– (1966): *Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon.* – SMPM *46*/2, p. 431–460.

TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen.* – Denkschr. schweiz. natf. Ges. *79*/1.

– (1952): *Der Nordrand der liasischen Tethys in den Schweizer Alpen.* – Geol. Rdsch. *40*/2, p. 239–242.

– (1963): *Sur les racines des nappes helvétiques.* – Soc. géol. France, Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot, II, p. 419–428.

– (1966): *Übersicht der unpublizierten Arbeiten aus dem geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich im Aargauer Jura, 1952–1965.* – Mitt. aarg. natf. Ges. *27*, p. 173–186.

TURNER, F. J. (1967): *Thermodynamic Appraisal of Steps in Progressive Metamorphism of Siliceous Dolomitic Limestones.* – N. Jb. Mineral., Mh. *1*, p. 1–22.

– (1968): *Metamorphic Petrology.* – McGraw-Hill, New York.

TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1960): *Igneous and metamorphic petrology* (2nd ed.). – McGraw-Hill, New York.

VELDE, B. (1965 *a*): *Phengite Micas: Synthesis, Stability and natural Occurrence.* – Amer. J. Sci. *263*, p. 886–913.

– (1965 *b*): *Experimental determination of muscovite polymorph stabilities.* – Amer. Mineralogist *50*, p. 436–449.

– (1967 *a*): *Si^{+4} Content of Natural Phengites.* – Contrib. Mineral. Petrol. *14*, p. 250–258.

– (1967 *b*): *Quelques observations sur la teneur en aluminium des biotites, phengites et chlorites dans les schistes cristallins.* – Bull. Soc. franç. Minéral. Crist. *90*, p. 356–363.

VELDE, B. & HOWER, J. (1963): *Petrological significance of illite polymorphism in Paleozoic sedimentary rocks.* – Amer. Mineralogist *48*, p. 1239–1254.

VOLL, G. (1967): *Klastische Turmaline und ihr Schicksal bei Kontakt- und Regionalmetamorphose.* – Ref. DMG-Tagung 1967 Berlin, p. 71–72.

VOLLRATH, P. (1928): *Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte des mittleren und oberen Keupers in Südwestdeutschland.* – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B, Beil.-Bd. *60*, p. 195–306.

WALKER, T. R. (1967 *a*): *Formation of Red Beds in Modern and Ancient Deserts.* – Bull. geol. Soc. Amer. *78*, p. 353–368.

– (1967 *b*): *Color of Recent sediments in tropical Mexico: A contribution to the origin of red beds.* – Bull. geol. Soc. Amer. *78*, p. 917 bis 920.

WARSHAW, C. M. & ROY, R. (1961): *Classification and a Schema for the Identification of Layer Silicates.* – Bull. geol. Soc. Amer. *72*, p. 1455–1492.

WEAVER, C. E. (1958): *A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks.* – Clays and Clay Minerals, 5th Conf., p. 159 bis 173. Pergamon Press, New York.

– (1959): *The clay petrology of sediments.* – Clays and Clay Minerals, 6th Conf., p. 154–187. Pergamon Press, New York.

– (1960): *Possible uses of Clay Minerals in Search for Oil.* – Clays and Clay Minerals, 8th Conf., p. 214–227. Pergamon Press, New York.

WEIBEL, M. (1961): *Die Schnellmethode der Gesteinsanalyse.* – SMPM *41*/2, p. 285–294.

WEIBEL, M. & BAMBAUER, H. U. (1958): *Hämatit und Ilmenit aus den Schweizer Alpen.* – SMPM *38*/2, p. 475–483.

WENK, E. (1962 *a*): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen.* – SMPM *42*/1, p. 139–153.

– (1962 *b*): In contribution by Haller to «*Symposium on Depth and Tectonics as factors in Metamorphism*». – Proc. geol. Soc. London *1594*, p. 31–32.

WENK, E., SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. & STERN, W. (1963): *Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessineralpen.* – SMPM *43*/2, p. 435–463.

WHITEHOUSE, U. G. & MCCARTER, R. S. (1958): *Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water.* – Clays and Clay Minerals, 5th Conf., p. 81–119. Pergamon Press, New York.

WHITEHOUSE, G. U., JEFFREY, L. M. & DEBBRECHT, J. D. (1960): *Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters.* – Clays and Clay Minerals, 7th Conf., p. 1–79. Pergamon Press, New York.

WIDMER, H. (1949): *Zur Geologie der Tödigruppe.* – Diss. Univ. Zürich.

WILLIAMSON, D. H. (1953): *Petrology of Chloritoid and Staurolite Rocks North of Stonehaven, Kincardineshire.* – Geol. Mag. *90*, p. 353–361.

WINKLER, H. G. F. (1965/67): *Die Genese der metamorphen Gesteine* (1. bzw. 2. Aufl.). – Springer, Berlin.

WISEMAN, J. D. H. (1934): *The central and south-west highland epidiorites: a study in progressive metamorphism.* – Quart. J. geol. Soc. *90*, p. 354–417.

WUNDERLICH, H.-G. (1966): *Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung.* – Hochschultaschenbücher *339–339b*. Bibliogr. Inst., Mannheim.

WURSTER, P. (1963): *Les problèmes posés par le «Grès à Roseaux» du Trias supérieur.* – Sci. de la Terre *9*, p. 197–219.

– (1964 *a*): *Delta sedimentation in the German Keuper basin.* – Developm. Sedimentol. *1*, p. 436–446.

– (1964 *b*): *Geologie des Schilfsandsteins.* – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg *33*, p. 1–140.

– (1964 *c*): *Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias.* – Geol. Rdsch. *54*, p. 224–240.

– (1968): *Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland.* – Eclogae *61*/1, p. 157–166.

WÜTHRICH, M. (1965): *Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv.* – SMPM *45*/2, p. 875–971.

WYSSLING, L. E. (1950): *Zur Geologie der Vorabgruppe.* – Diss. ETH Zürich.

YODER, H. S. & EUGSTER, H. P. (1955): *Synthetic and natural muscovites.* – Geochim. cosmochim. Acta *8*, p. 225–280.

ZEN, E.-AN (1960 *a*): *Petrology of the lower paleozoic rocks from the slate belt of western Vermont.* – Int. geol. Congr. Copenhagen, Rept. 21st. Sess. Norden *13*, p. 362–371.

– (1960 *b*): *Metamorphism of Lower Paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic range in West-central Vermont.* – Amer. Mineralogist *45*, p. 129–175.

– (1961): *The zeolite Facies: An Interpretation.* – Amer. J. Sci. *259*, p. 401–409.

– (1963): *Components, Phases, and Criteria of Chemical Equilibrium in Rocks.* – Amer. J. Sci. *261*, p. 929–942.

ZEN, E.-AN & ALBEE, A. L. (1964): *Coexistant muscovite and paragonite in pelitic schists.* – Amer. Mineralogist *49*, p. 909–925.

Verzeichnis der benutzten geologischen Karten

BAUMER, A. (1964): *Geologisch-tektonische Übersichtskarte des oberen Bleniotales 1:30000.* – In A. BAUMER (1964): Taf. 1.

CHADWICK, B. (1965): *A Geological Map of the Lukmanier Region, Ticino-Grisons, Switzerland 1:10000.* – In B. CHADWICK (1965): Encl. 1 (unveröffentl.).

EICHENBERGER, R. (1924): *Geologische Kartenskizze u. Profile des Nufenengebietes 1:50000.* – In R. EICHENBERGER (1924): Taf. XIV.

FEHR, A. (1956): *Petrographisch-geologische Kartenskizze des Gotthardmassivs östlich Val Zavriaga–Piz Cavel 1:25000.* – In A. FEHR (1956): Taf. III.

FEHR, W. (1926): *Geologische Karte der Urserenzone (Grenzregion Gotthard–Aarmassiv zwischen Andermatt und Obergestelen 1:33333).* Spez.-Karte 110. – Schweiz. geol. Komm.

FREY, J. D. (1967): *Tektonisch-geologische Karte des Greinagebietes 1:15000.* – In J. D. FREY (1967): Taf. I.

HOLST PELLEKAAN, W. VAN (1913): *Geologische Karte des Lukmanier und Scopi 1:50000.* – In W. VAN HOLST PELLEKAAN (1913): Taf.

HÜGI, T. (1941): *Petrographisch-geologische Karte der Fenster im östlichen Aarmassiv 1:25000.* – In T. HÜGI (1941): *Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins,* Taf. II. – SMPM *21*/1.

KREBS, J. (1925): *Geologische Karte der Blümlisalpgruppe 1:25000,* Spez.-Karte 98. – Schweiz. geol. Komm.

KRIGE, L. J. (1918): *Geologische Karte des Val Piora 1:50000.* – In L. J. KRIGE (1918): Taf. X.

KRUYSSE, H. A. C. (1967): *Tektonische Karte der südlichen Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein 1:25000.* – In H. A. C. KRUYSSE (1967): Taf. I.

LISZKAY, M. (1965): *Geologische Kartenskizze des gotthardmassivischen Mesozoikums zwischen Nufenenpass und Brig 1:50000.* – In M. LISZKAY (1965): Taf. I.

NIGGLI, E. (1944): *Petrographisch-mineralogische Kartenskizze Disentis–Oberalp 1:25000.* – In E. NIGGLI (1944): Taf. III.

PREISWERK, H., BOSSARD, L., GRÜTTER, O., NIGGLI, P., KÜNDIG, E. & AMBÜHL, E. (1934): *Geologische Karte der Tessineralpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal 1:50000,* Spez.-Karte 116. – Schweiz. geol. Komm.

OBERHOLZER, J. (1920): *Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein 1:50000,* Spez.-Karte 63. – Schweiz. geol. Komm.

– (1942): *Geologische Karte des Kantons Glarus 1:50000,* Spez-Karte 117. – Schweiz. geol. Komm.

SCHENKER, M. (1946): *Geologische Karte der Sedimentkeile zwischen Lonza und Baltschiedertal 1:20000.* – In M. SCHENKER (1946): Taf. III.

WEBER, F. (1922): *Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv 1:100000,* Spez.-Karte 101 A. – Schweiz. geol. Komm.

– (1924): *Geologische Karte des Tödi–Vorderrheintal-Gebietes. Ostende des Aarmassivs und Wurzelregion der helvetischen Decken 1:50000,* Spez.-Karte 100 A. – Schweiz. geol. Komm.

WILHELM, O. (1929): *Geologische Karte der Landschaft Schams 1:50000,* Spez.-Karte 114 A. – Schweiz. geol. Komm.

Lebenslauf

Als Sohn des Willy Otto Frey, Dr. med., und der Margaretha Esther geb. Stebler wurde ich, Martin Frey, am 10. Juli 1940 in Trubschachen geboren. Am Geburtsort besuchte ich die Primarschule, anschliessend in Langnau i. E. die Sekundarschule. Im Frühling 1956 trat ich in das Gymnasium Burgdorf ein, wo ich im Herbst 1960 die Realmaturität bestand. Daraufhin immatrikulierte ich mich an der Universität Bern. Seit dem Sommer 1964 bin ich als Hilfsassistent am Mineralogisch-Petrographischen Institut angestellt.

Während meiner Studienzeit besuchte ich Vorlesungen und praktische Übungen der folgenden Dozenten: J. Cadisch, W. Feitknecht, J. Geiss, F. G. Houtermans †, T. Hügi, E. Jäger, A. Matter, A. Mercier, W. K. Nabholz, W. Nef, E. Niggli, W. Nowacki, H. Oeschger, T. Peters, R. F. Rutsch, W. Scherrer, H. Schilt, M. Schürer, A. Streckeisen und A. E. Süsstrunk.

Nebenfachprüfungen bestand ich in den Fächern Geologie und Physik.